

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE LYON

POUR OBTENIR

LE TITRE DE DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE LYON

(GÉOLOGIE)

PAR

Frédéric-Wladimir HERMANN

1^{re} THÈSE. — RECHERCHES GÉOLOGIQUES DANS LA PARTIE SEPTENTRIONALE DES ALPES PENNINES (MASSIFS ROCS DE BOUDRI - BELLA TOLA ET SASSENEIRE - BECS DE BOS-SON).

2^e THÈSE. — PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ.

Soutenues le 17 mars 1913, devant la Commission d'examen

MM. DEPÉRET . . .	Président
A. RICHE . . .	Examineurs.
F. ROMAN . . .	

LYON

A. REY, IMPRIMEUR-ÉDITEUR DE L'UNIVERSITÉ

4, RUE GENTIL, 4

1913



Digitized by the Internet Archive
in 2026

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE LYON

POUR OBTENIR

LE TITRE DE DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE LYON

(GÉOLOGIE)

PAR

Frédéric-Wladimir HERMANN

1^{re} THÈSE. — RECHERCHES GÉOLOGIQUES DANS LA PARTIE SEPTENTRIONALE DES ALPES PENNINES (MASSIFS ROCS DE BOUDRI-BELLA TOLA ET SASSENEIRE-BECS DE BOSSON).

2^e THÈSE. — PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ.

Soutenues le mars 1913, devant la Commission d'examen

MM. DEPÉRET . . . *Président*
A. RICHE . . . } *Examineurs.*
F. ROMAN . . . }



LYON

A. REY, IMPRIMEUR-ÉDITEUR DE L'UNIVERSITÉ

4, RUE GENTIL, 4

1913

UNIVERSITÉ DE LYON. — FACULTÉ DES SCIENCES

Doyen

M. DEPERET, *, I. ☉.

Correspondant de l'Institut.

Assesseur

M. VIGNON, *, I. ☉.

Professeur honoraire

M. VESSIOT, I. ☉.

Professeurs

MM. X...	Astronomie approfondie.
BARBIER, O. *, I. ☉.	Chimie générale.
	Correspondant de l'Institut.
GOUY, *, I. ☉.	Physique.
	Correspondant de l'Institut.
GÉRARD, *, I. ☉, ☼.	Botanique.
DUBOIS, *, I. ☉.	Physiologie générale et comparée.
DEPERET, * I. ☉.	Géologie.
	Correspondant de l'Institut.
KOEHLER, *, I. ☉.	Zoologie.
OFFRET, I. ☉.	Minéralogie théorique et appliquée.
VIGNON, *, I. ☉.	Chimie appliquée à l'industrie et à l'agriculture.
FLAMME, I. ☉.	Mathématiques appliquées.
DULAC, I. ☉.	Mathématiques pures.
LE VAVASSEUR, I. ☉.	Calcul différentiel et intégral.

Professeurs adjoints

MM. VAUTIER, I. ☉.	Physique.
RIGOLLOT, I. ☉.	Physique industrielle.
COUTURIER, I. ☉.	Chimie appliquée.
VANEY, I. ☉.	Zoologie.

Professeur adjoint honoraire

M. AUTONNE, *, I. ☉, ☼, Ingénieur en chef des Ponts et Chaussées à Châteauroux.

Chargé de cours

M. MASCART, A. ☉. Astronomie approfondie.

Chargés de cours complémentaires et Maîtres de conférences

MM. RICHE, I. ☉.	Géologie.
COUVREUR, I. ☉.	Physiologie.
RAY, I. ☉.	Botanique.
THOVERT, A. ☉.	Physique.
LOCQUIN, A. ☉.	Chimie générale.
MERLIN, A. ☉.	Astronomie.
MEUNIER, I. ☉.	Technologie des industries chimiques.
CONTE, I. ☉.	Zoologie appliquée et Zootechnie.
ROMAN, I. ☉.	Géologie et minéralogie agricoles.
CHIFFLOT, I. ☉.	Géographie botanique.
WIERNBERGER, A. ☉.	Mathématiques générales.
MAYET, I. ☉.	Anthropologie.
GUILLIERMOND	Botanique agricole.

Secrétaire

M. BAYLE, I. ☉.



Le sommet méridional (3080) des Rocs de Boudri et le lambeau de recouvrement de la nappe de la Dent Blanche. (Versant occidental.)



Le versant méridional du Meidenhorn, vue prise des environs du point 2618.

RECHERCHES GÉOLOGIQUES

dans la partie septentrionale

DES ALPES PENNINES

(MASSIFS ROCS DE BOUDRI-BELLA TOLA

ET SASSENEIRE-BECS DE BOSSON)

LEVÉS GÉOLOGIQUES 1909-1910

A la suite d'une excursion faite dans la région étudiée par moi, en compagnie de MM. Lugeon et Argand, au cours de l'été 1908, je pris la décision d'entreprendre à mes frais le levé d'une carte géologique qui devait se borner, tout d'abord, au massif oriental compris entre le torrent de Tourtemagne, la limite septentrionale de la *Carte géologique de la Dent Blanche* de M. Argand qui allait paraître, la Navizence et le Rhône. Je réservais à plus tard une extension de mes travaux soit vers l'orient, soit vers l'occident. Au cours de cette excursion, d'une durée de plusieurs jours, nous avons parcouru la vallée de Rêchy, de Rêchy et Vercorin jusqu'au lac de la montagne de Tsan, le thalweg du Val d'Anniviers jusqu'à Ayer, puis nous avons visité la mine dite de Kaltenberg, située sur le contrefort qui ferme au sud l'alpage de Kaltenberg. De ce point, nous avons déjà été frappés des complications nombreuses et tourmentées que présente le Meidenhorn, dont la face méridionale se dressait devant nous splendidement illuminée. Puis nous avons, après avoir longtemps contemplé la haute vallée de Tourtemagne, dont M. Argand nous expliquait la tectonique

complexe, parcouru toute cette vallée pour descendre à Tourtemagne.

Dès le printemps 1909, je consacrai de nombreuses semaines à aborder l'étude de mon nouveau domaine. J'avais pour seul guide les travaux admirables, mais de date assez reculée et, à cause de leur envergure énorme, très sommaires sur ma région, de H. Gerlach¹. Les grandes lignes, synthétiques parfois, mais toujours justes de la carte de Gerlach ont été le cadre solide dans lequel j'ai pu placer les détails fournis par une exploration détaillée et, à la fin de l'été, mes levés se présentaient sous une approximation telle, que, présenté à M. Heim, président de la Commission géologique suisse, je pus les lui soumettre. Ce savant voulut bien me donner de flatteurs encouragements et, au cours de l'hiver, la Commission elle-même me fit entrevoir l'acceptation de mon travail, au cas où je poursuivrais mes levés dans le massif occidental entre la Navizence, les limites de la carte de M. Argand, les limites ouest de la feuille Vissoye et le Rhône.

A la fin de l'été 1910, ce travail était presque achevé, complété au sud par le levé de la partie de la feuille Evolène encore inexplorée. Restaient à résoudre quelques problèmes dans la partie septentrionale, autour de Tourtemagne, de Niouc et de Loye, lorsque je fus, d'une manière inattendue, déchargé de cette tâche, M. Argand s'étant, au cours du même été, livré à des recherches pour son propre compte dans cette région.

D'accord avec la Commission géologique suisse, nous

¹ H. Gerlach, *Die Penninische Alpen* (*Nouv. Mém. Soc. helv. Sc. nat.*, t. XXIII, 1869) avec carte au 1 : 200,000^e et profils (réimprimé en 1883 dans les *Mat. p. la carte géol. suisse*, livr. XXVII, avec notice biographique sur H. Gerlach).

— *Das südwestliche Wallis* (*Mat. carte géol. suisse*, livr. IX, 1871)

— *Carte géologique de la Suisse* au 1 : 100,000, feuilles XVII et XXII.

convînmes de la limite à laquelle s'arrête ma carte dans la partie septentrionale, séparant ainsi nos domaines respectifs. En février 1911, la Commission géologique suisse décida l'impression de la carte qui paraît avec ce travail, ainsi que du panorama tectonique qui la complète. Cette publication devait être jointe à celle des levés de M. Argand dans son nouveau champ de travail et former ainsi un tout au point de vue géographique.

Il entraînait dans mes idées de poursuivre mes recherches vers l'ouest jusqu'à la Dixence au moins, tandis que M. Argand se réservait les parties frontales de ces mêmes régions, avant d'en exposer les résultats. J'avais, de même, envisagé la nécessité de m'étendre vers l'orient jusqu'à la Viège, entre Stalden et Saint-Nicolas.

Mon but était d'acquérir une notion suffisante de phénomènes grandioses et jusqu'ici inexpliqués et négligés, dont je donnerai les hypothèses à la fin de mon travail. Ces phénomènes s'amorcent seulement dans mon territoire, dans les limites qu'il a dans ce travail, mais leur explication, leur « clef » et d'ailleurs même leur masse principale sortent de ce cadre restreint. C'est pourquoi je serai parfois très bref sur certains points, les éléments de beaucoup de problèmes étant, dans ces limites, insuffisants ou même presque inexistants. Entre temps, mon état de santé est venu m'interdire le séjour et surtout le travail dans les régions élevées et m'a contraint à ne pouvoir publier qu'un travail fort restreint, ne portant qu'en germe toute l'œuvre que je désirais accomplir.

APERÇU GÉOGRAPHIQUE DE LA RÉGION ÉTUDIÉE

Le territoire décrit est situé dans les derniers contreforts septentrionaux des Alpes Pennines ; quelques kilomètres seulement séparent sa limite septentrionale du Rhône. Il est limité à l'orient par le torrent de Tourtemagne (Turtmännernbach), affluent du Rhône, s'écoulant du glacier du même nom, dont le bassin est fermé par les Diablons et le Weisshorn. Au sud, ma carte se raccorde à la *Carte géologique de la Dent Blanche* (1908) de M. Argand, en suivant ses limites, tout en reproduisant parfois jusqu'à une limite naturelle rapprochée les contours de ce savant, jusqu'au bord ouest de la feuille Evolène de l'Atlas Siegfried. Cette limite méridionale est formée par les deux torrents divergents du Col de Forcletta, situé peu au nord des Diablons ; puis sur quelques centaines de mètres par la Navizence ; puis par un ravin descendant de Biolec vers cette rivière. Au-dessus, une ligne droite traverse l'Alpe de Sorebois, jusque près du col de ce nom, rejoint l'arête entre le Val de Zinal et le Val de Moiry pour ne la quitter qu'au sommet de la Garde de Bordon (3.316). De là, la limite descend à la Gouggra pour remonter entre les Pointes de Tsatey sur l'arête Val de Moiry-Val d'Hérens ; elle suit un ravin qui descend à la Borgne, passant au nord de la Sage ; au delà de la Borgne la limite se dirige vers l'angle sud-ouest de la feuille Evolène.

La ligne droite formant la limite occidentale a bien vite traversé la Borgne et se poursuit ensuite dans les hauts alpages du Val d'Hérens.

La limite septentrionale est une ligne brisée convenue

avec M. Argand, traversant obliquement le Val de Rêchy, passant à environ 1 kilomètre du plateau de Vercorin, traversant le Val d'Anniviers pour arriver au plateau de la plaine Sainte-Madeleine qui domine d'Illgraben. La ligne traverse ce dernier peu au-dessus du thalweg et se continue ensuite à mi-coteau au-dessus de la vallée du Rhône, pour descendre ensuite 500-600 mètres au nord d'Ober-Ems jusqu'au torrent de Tourtemagne.

La région étudiée est reportée sur les feuilles XVII et XXII de la Carte Dufour au 1/100.000^e, plus une minime partie de la feuille XVIII. Les feuilles de l'Atlas Siegfried, sur lesquelles a été effectué le levé sont les suivantes :

Sierre (482) pour une petite partie méridionale, *Vissoye* (487) presque en totalité, *Evolène* (528) dans la partie nord-ouest. En outre, le levé empiète sur les feuilles *Viège* (496) et *Saint-Nicolas* (500) pour une minime partie, jusqu'au torrent de Tourtemagne.

La région étudiée appartient à quatre vallées affluentes du Rhône : le Val de Tourtemagne, le Val d'Anniviers, se divisant dans sa partie supérieure en Val de Zinal et Val de Moiry, le vallon de Rêchy et le Val d'Hérens.

Le VAL DE TOURTEMAGNE dont seul le versant occidental est étudié comprend dans les limites de la carte les vallons secondaires suivants :

1° Vallon de Kaltenberg-Forcletta, sillonné par un torrent dont les deux ramifications encadrent les Rocs de Boudri, l'une descendant du Col de Forcletta, l'autre irriguant l'alpage de Kaltenberg. Ce vallon est abondamment recouvert de formations fluvioglaciaires et présente même quelques restes de crêtes morainiques d'un ancien glacier local descendant des Rocs de Boudri.

2° Vallon de Plumatt, sillonné, dans sa partie haute de

deux torrents parallèles, séparés par une crête d'origine glaciaire évidente, présentant lui aussi quelques traces de crêtes morainiques vers le bas. Il est fermé au nord par le gros massif dont le point culminant est marqué 3.084 sur la carte et possède un plateau supérieur nettement séparé.

3° La vallée de la Meidenalp, sillonnée de nombreux petits torrents et possédant de nombreux petits lacs, dont deux plus importants. Bien qu'elle soit toute en plateaux d'altitude différente, on peut cependant constater un plateau inférieur, central, entouré de deux étages de petits plateaux possédant des altitudes assez concordantes.

4°, 5° Plus au nord, deux petits vallons, remplis d'éboulis, descendent de l'arête secondaire, se dirigeant vers le Pletschenhorn et débouchent sur les restes du plateau glaciaire latéral de la vallée principale.

6° La vallée de la Pletschenalp se ramifie au sud, vers la Bella-Tola en formant le Bortertthäli, au nord, vers le Brunethorn, par un vallon couloir, obstrué par d'énormes blocs quartzitiques. Le Bortertthäli monte par une série de quatre paliers, possédant chacun soit un petit lac, soit une zone marécageuse : d'une part, vers un plateau supérieur envahi par les éboulis de la Bella-Tola; de l'autre, vers le Pas du Bœuf et le sommet 2932, où quelques petits névés, peut-être permanents, recouvrent des masses considérables d'éboulis.

7° Dominé par un petit vallon s'insinuant derrière l'Ems-horn et comblé d'éboulis, l'éboulement de Vorsaas encombre le versant gauche de la vallée, près des limites septentrionales de mes levés. Cet éboulement, recouvert à sa base de formations fluvioglaciaires en deux étages, doit être d'âge fort ancien.

Dans la partie septentrionale de mon territoire, deux petites vallées affluentes du Rhône, s'insinuent entre le Val

de Tourtemagne et le Val d'Anniviers. La première descend de la Bella-Tola, formant trois paliers principaux, les deux supérieurs se divisant en deux à leur tour. Le palier supérieur est rempli presque complètement par le glacier de la Bella-Tola, qui n'est ni de grande importance ni d'épaisseur considérable. Ce glacier remplit complètement le plateau supérieur en dessinant le mouvement de celui-ci. J'y ai même aperçu un petit lac au cours de l'été 1909. Puis, il descend par un lobe fort entamé par le recul sur le plateau inférieur, qu'il laisse pour la plus grande partie découvert. De nombreuses roches moutonnées et beaucoup de petits lacs occupent la partie restante.

Une barre rocheuse d'une centaine de mètres domine le palier moyen nommé Ober Meretschialp. Immédiatement sous celle-ci, un lac d'une certaine étendue fermé par une barre rocheuse de faible importance domine à son tour un second lac un peu plus grand. Le versant oriental de la vallée est constitué par de très hautes pentes d'éboulis, qui garnissent la base de l'arête Brunethorn-Emshorn; quelques petits lacs et des parties marécageuses se poursuivent jusqu'au seuil très mal conservé dominant Unter-Meretschialp; ce dernier palier franchi, le torrent descend par une pente extrêmement rapide à travers des régions partiellement éboulées jusqu'à la plaine.

La deuxième vallée indépendante est séparée de la première par l'arête Bella Tola-Schwarzhorn-Meretschihorn; du Val d'Anniviers par l'arête Schwarzhorn-Illhorn-Plaine Sainte-Madeleine. Elle comporte un palier supérieur constitué par une ceinture de petits bassins lacustres d'origine glaciaire, qui dominent de peu le grand lac Illsee. Un seuil rocheux presque à pic, de plus de 200 mètres, ferme le lac vers le nord. De là la vallée se transforme en ravin assez étroit, ne conservant que vers le haut quelques traces d'un

ancien palier, sous les pentes orientales de l'Ilhorn, et descend, avec une pente excessivement rapide, jusqu'à l'embouchure de l'Ilgraben, son confluent, et, de là, par l'immense cône torrentiel de la Souste, au Rhône.

LE VAL D'ANNIVIERS. — Pour simplifier, je parlerai d'abord du versant oriental de la vallée de la Navizence, puis du massif de Sorebois découpé entre cette rivière et son confluent, la Gougra, enfin du versant occidental du Val de Moiry d'abord, du Val d'Anniviers ensuite.

a) *Le versant oriental.* — La vallée de la Navizence reçoit dans sa partie haute la dénomination de Val de Zinal. Un immense cirque de hauts sommets neigeux et de glaciers situé au cœur même de la chaîne Pennine aboutit peu au sud de Zinal au glacier Durand, d'où s'écoule la Navizence. Jusqu'au confluent de la Gougra la vallée est profondément encaissée entre les crêtes élevées des Diablons, à sa droite, de la Garde de Bordon et du Pigne de la Lex, à sa gauche.

La première vallée confluyente de quelque importance sur le versant oriental est le vallon de Forcletta qui débouche environ 1 kilomètre au sud d'Ayer, par une gorge étroite et dont le bassin supérieur, l'alpage de Nava, est limité d'une part par la Crête de Barneuza, de l'autre par l'arête entre le Roc de Boudri méridional et la Pointe de Nava.

D'Ayer jusqu'à Vissoye, une pente très raide, dominée par les Rochers de Nava, descend jusqu'au thalweg, entrecoupée de plateaux glaciaires très dégradés.

A Vissoye même, le Torrent de Moulin est l'émissaire d'un immense cirque à peu près elliptique, contourné par les Rochers de Nava, les Rocs de Boudri, la Bella-Tola et un contrefort de ce dernier sommet dirigé vers Saint-Luc.

Au sud de ce cirque, fermé par la grosse masse des Rochers de Touno, un cirque secondaire semble être à peine

libéré de ses glaciers¹. D'innombrables crêtes morainiques, dont ma carte donne une image très schématique, y sont encore visibles.

Un deuxième cirque secondaire, dans lequel plus de dix petits lacs attestent une assez récente glaciation, est compris entre les Rochers de Touno, le Meidenpass et le Pas du Bœuf. Dans sa partie méridionale, un très petit glacier s'est conservé entre le Touno et le sommet 3084, entouré de belles crêtes morainiques suivies jusque vers le bas du grand cirque par d'autres plus anciennes.

Le troisième cirque secondaire, la Garboula, a été moins respecté par l'érosion. Dans les parages situés sous le mot Garboula de la carte, il comporte de grands marécages d'aspect tourbeux.

A Fang une autre vallée latérale débouche par une gorge d'accès très difficile. Cette gorge draine les plateaux de Chandolin et une petite vallée s'insinuant entre la Bella-Tola et le Schwarzhorn, comportant, elle aussi, quelques traces de crêtes morainiques.

Puis la vallée se rétrécit, devient une gorge, dominée sur ce versant par des parois abruptes. Lorsqu'on se trouve sur le pont de la Navizence situé quelque peu en aval de Fang, on a nettement l'impression d'un ancien stade glaciaire dans lequel le lobe du glacier s'arrêtait là, continué par un torrent profondément encaissé.

La gorge de la Navizence est agrémentée vers l'aval, de deux gorges latérales également fort étroites dénommées le Grand et le Petit Ponti. Elles descendent de l'arête entre l'Illhorn et la Plaine Madelaine.

Puis la vallée s'élargit à nouveau : des deux côtés, des

¹ L'ancienne édition de la carte le dénomme Capaté, la nouvelle Visivi, les habitants Chaux de Touno.

plateaux glaciaires, peut-être appartenant à un lobe latéral du glacier du Rhône, dominant une gorge dont le fond est occupé entièrement par le torrent, qui débouche dans le Rhône à Chippis.

b) *Le massif de Sorebois*. — Cette arête prend son origine à la Dent Blanche et, passant par le Grand Cornier, le Pigne et les Aiguilles de la Lex, entre dans la région explorée par moi à la Garde de Bordon. De ce sommet jusqu'au Col de Sorebois, l'arête domine presque à pic de 500 à 800 mètres l'Alpe de Singline, puis elle descend vers l'Arête de Sorebois et dès la Pointe de Tsirouc, avec une allure très rapide, elle rejoint le confluent des deux rivières. Sur le versant de Zinal, au nord de l'Alpe de Sorebois, aux Mayens de Bioléc, quelques petits éboulements dominent de grandes pentes d'éboulis, sur le bas desquelles la rivière a entaillé une terrasse.

Le versant occidental du massif, moins accidenté jusqu'au Col de Sorebois, devient très abrupt en aval, dominant la Gougra par plusieurs bandes rocheuses très élevées.

c) *Le Val de Moiry et le versant gauche du Val d'Anniviers*. — La Gougra sort, peu au sud de mes limites, du Glacier de Moiry, descendant du Grand Cornier. Peu après sa sortie du glacier, la Gougra forme un petit plateau fluvio-glaciaire pour pénétrer tout de suite dans une gorge ravinée qui débouche dans le large vallon où se trouvent les chalets principaux de l'Alpe de Torrent. Puis un nouveau seuil est franchi et le torrent se fraie un chemin entre les pentes d'éboulis considérables de l'Arête de Sorebois d'une part, du Scex de Marenda de l'autre. Trois petits replats fluvio-glaciaires sont probablement les restes de trois paliers anciens presque disparus. Puis le torrent franchit, par une gorge profonde terminée par une cascade, un dernier seuil au delà duquel il reçoit le Torrent des Mayens descendant du cirque

de Lona. La vallée s'élargit et s'emplit de fluvioglaciaire profondément entamé par le torrent qui est parvenu à déblayer un dernier seuil rocheux qu'il franchit en cascade pour se jeter peu après dans la Navizence.

Le vallon de l'Alpe du Torrent domine le haut cours de la Gouggra; rempli de dépôts glaciaires il possède à deux paliers différents le lac de Zozanne et plus bas un second lac mal indiqué sur la carte. Il se termine au Sasseneire et au Col de Torrent.

Au nord de ce vallon, le cirque de Lona, amas de roches moutonnées, parsemées de lacs innombrables, dont un très grand, le lac de Lona, est situé aux pieds d'une forte pente que n'atteint plus maintenant le petit glacier du Sasseneire. Ce dernier se relie par des névés, à mon avis non permanents, à un névé permanent garnissant la base du sommet 3.058 au sud du Scex de Marena. Au nord de ce dernier, deux torrents franchissent une haute barre rocheuse et descendent à la Gouggra dans un ravin comblé par une énorme masse d'éboulis provenant de ce sommet.

Séparée par la Pointe de Lona, la petite vallée de Bendolla remonte jusqu'aux Becs de Bosson. Sa partie supérieure garde encore deux crêtes morainiques, la partie inférieure est découpée dans des masses d'éboulis et de fluvioglaciaire.

Plus au nord, le vallon de la Montagne de Marais, possédant deux paliers assez irréguliers s'étend d'un côté jusqu'à la face nord-est des Becs de Bosson, de l'autre aux Rocs d'Orsival.

Le versant du Val d'Anniviers proprement dit présente jusqu'aux limites de mes levés une succession de pentes rapides portant quelques traces d'anciens plateaux fluvioglaciaires, qui augmentent d'importance vers le nord, notamment à Giète.

Ces pentes sont encore surmontées par le vallon d'Orsival qui s'insinue derrière un contrefort jusqu'au cœur du groupe des Rocs d'Orsival. Ceux-ci dominent un petit cirque comblé d'éboulis, recouverts à leur tour de névés peu épais qui doivent disparaître dans les étés chauds.

Plus au nord, l'arête s'amollit et se divise pour former le vallon de la Giète, qui se continue au pied du plateau de Vercorin et débouche enfin en face des Ponti dans la gorge de la Navizence.

LA VALLÉE DE RÊCHY. — Ce vallon, dépourvu d'habitations sauf dans sa partie tout à fait inférieure et très peu fréquentée, présente un intérêt tout particulier au point de vue géographique. Dans la partie haute sept paliers successifs sont encore visibles, quelques-uns conservent des formes d'une fraîcheur rare. Un vaste cirque de sommets d'une certaine importance le domine. Ce sont : les Rocs d'Orsival, le sommet 2.912, les Becs de Bosson, le sommet 3.054, la Maña, étrange prisme inaccessible taillé dans les calcschistes, la Becca de Lovégnoz, le Mont Gautier et le Mont Noble. Des névés recouvrant des éboulis forment sa partie supérieure, à laquelle succèdent plusieurs petits paliers possédant à leur centre une partie marécageuse et séparés l'un de l'autre par des seuils rocheux. Le plus important de ces seuils, haut d'environ 100 mètres, domine le grand lac du Tsan, dans lequel viennent confluer plusieurs petits cours d'eau. Un seuil d'environ 120 mètres supporte le lac et la petite plaine couverte de roches moutonnées qui l'entoure. Le palier suivant est le moins bien conservé et par une longue zone en partie marécageuse il débouche par un nouveau seuil raviné d'environ 150 mètres sur le plus beau spécimen de cirque d'origine glaciaire qu'il soit donné d'observer. Une

vaste plaine d'alluvions dans laquelle le torrent dessine ses méandres a comblé le lac préexistant. Vue du haut du seuil incombant, cette plaine présente un aspect singulier. Les creux laissés par les anciens lits, dont les plus récents sont encore marécageux, et les végétations différentes qui y croissent permettent de se rendre compte des stades variés et successifs des méandres. On y voit à plusieurs reprises des boucles fermées complètement et enfin délaissées.

Au-dessous de ce large cirque, nous voyons encore quelques petits restes de paliers, pour arriver ensuite dans le bas de la vallée considérablement élargi et ne présentant plus trace d'influences glaciaires. Plus bas, la vallée parvient à une gorge à peu près comparable à celle que traverse, en un lieu analogue, la Navizence ; à la fin de celle-ci le torrent se précipite en une haute cascade, pour aboutir immédiatement à la plaine rhodanienne, au-dessus de Rêchy et de Chalais.

LE VAL D'HÉRENS. — Cette importante vallée se forme peu au sud de ma limite méridionale par la réunion de la vallée de Ferpècle avec la vallée d'Arolla. Jusque peu en aval d'Evolène, une vaste plaine d'alluvion s'étale à son fond, bordée des deux côtés de parois rocheuses. En face d'Evolène, le grand éboulement d'Arbey-Lanna s'étend jusqu'à l'embouchure de la vallée latérale descendant des Aiguilles Rouges d'Arolla. Peu en aval subsistent les restes de l'ancien seuil, que la Borgne franchit en un lit encaissé. Son cours se continue parmi des régions d'éboulis, puis il pénètre près d'Euseigne dans la masse formidable de glaciaire et fluvioglaciaire, située à la rencontre du Val d'Hérens avec le Val d'Hérémenche. De là, la Borgne a bientôt rejoint une gorge étroite, située entre Vex et Nax,

d'où elle débouche dans la plaine du Rhône et atteint ce fleuve peu en amont de Sion.

En aval d'Evolène, la région étudiée par moi n'emprunte à cette vallée qu'une suite de hauts plateaux abondamment recouverts de dépôts glaciaires.

CHAPITRE PREMIER

APERÇU GÉNÉRAL SUR LA TECTONIQUE DE LA NAPPE DU GRAND SAINT-BERNARD

Les nappes cristallines dans les Alpes Pennines. — H. Gerlach dans ses recherches sur tout le territoire des Alpes Pennines avait déjà nettement et partout distingué les complexes différents de roches prétriasiques qui les forment, séparant nettement chaque complexe et chaque massif l'un de l'autre et appliquant à chacun le nom qu'il conserve en général actuellement. Les profils dont est accompagnée sa *Carte des Alpes Pennines* au 1/200.000^e sont excessivement suggestifs : quelques traits hardis pour l'époque et les nappes eussent existé à ses yeux telles que nous les voyons aujourd'hui.

Il est d'ailleurs permis de se représenter comme je le fais, que, si Gerlach avait rejeté le dangereux système d'établir les coupes géologiques à une échelle exagérée pour le sens vertical, procédé déformant complètement le mouvement tectonique, il aurait envisagé de suite et prouvé la théorie des plis nappes.

Nul mieux que lui n'aurait pu d'emblée envisager ce point de vue nouveau sous tous ses aspects, car nul ne pourra jamais, probablement, atteindre une connaissance aussi complète d'aussi vastes territoires.

De nombreux passages de ses écrits effleurent l'hypothèse nouvelle, et, si une mort subite ne l'avait frappé au moment

où il se disposait à coordonner et à publier les résultats de ses recherches, il aurait certainement découvert au cours de ce travail les vérités nouvelles.

Celles-ci ne devaient être émises que plus de trente ans plus tard pour les nappes cristallines.

Ce n'est qu'en 1905 que MM. Lugeon et Argand émirent pour la première fois les vues nouvelles sur les nappes gneissiques.

Se basant sur les travaux de Gerlach, ces savants démontrèrent l'existence de six plis-nappes principaux dont à l'origine ils subdivisèrent le dernier en deux sous-nappes.

Ce sont, au-dessus de la voûte de Verampio (vallée de la Toce) dont le substratum, s'il existe, est inconnu, les nappes suivantes :

Pli-nappe d'Antigorio ou nappe I

Pli-nappe du Lebendun ou nappe II.

Pli-nappe du Monte Leone ou nappe III.

Ces trois premières forment le complexe des « nappes simploniques » :

Pli-nappe du Grand-Saint-Bernard ou nappe IV.

Pli-nappe du Mont Rose ou nappe V.

Pli-nappe de la Dent Blanche ou nappe VI.

Depuis lors, M. Argand a consolidé la notion des nappes par de nombreux travaux, repoussé vers le sud parfois très loin leurs premières parties visibles, et toujours plus nettement indiqué leur prolongation latérale, en particulier dans le domaine des Alpes Occidentales.

Grâce à la surélévation de l'axe alpin au Simplon, ce massif montre seul le complexe inférieur I-III, ce qui n'exclut pas une fort probable continuation latérale très lointaine en profondeur.

La nappe IV, ou du Grand-Saint-Bernard, dont la « zone carbonifère dite axiale » n'est qu'un faisceau de digitations,

se prolonge vers l'ouest en formant toute la partie septentrionale des Alpes Pennines jusqu'à la zone carbonifère française et à l'éventail des Alpes franco-italiennes.

La nappe V ou nappe du Mont Rose, enserrée entre les deux nappes qui l'entourent, disparaît sous les sédiments de la nappe supérieure et du mésozoïque qui l'en sépare, pour revenir au jour former le massif du Grand Paradis, reparaître en profondeur, grâce aux ondulations axiales et revenir une dernière fois au jour dans le massif Dora-Maira.

La nappe de la Dent Blanche (VI) est de par sa position, plus éprouvée par l'érosion et ne forme, outre le massif de la Dent Blanche que les lambeaux du Pillonnet, du Monte Mary et du Monte Emilius pour disparaître ensuite.

Du côté oriental, au delà du massif des Grisons, l'analogie des facies et des conditions géométriques a conduit M. Argand à envisager de la façon suivante les prolongations des trois nappes supérieures :

<i>Dent Blanche</i>	<i>VI</i>	<i>Suretta</i>
<i>Mont Rose</i>	<i>V</i>	<i>Tambo</i>
<i>Grand Saint-Bernard</i>	<i>IV</i>	<i>Adula</i>

La nappe du Grand Saint-Bernard dans les Alpes Pennines. — Au nord de ses « pseudo-racines » laminées et redressées presque verticalement dans la vallée de l'Ossola, la nappe du Grand Saint-Bernard s'avance vers la région frontale toujours fortement étirée, enserrée comme elle est entre les nappes simploniques sous-jacentes et le gros pli-nappe avorté et renflé sur lui-même, qui constitue la nappe du Mont Rose.

Dès qu'elle a dépassé cette dernière, la nappe IV se renfle brusquement jusqu'à atteindre, dans le massif des

Mischabel, une épaisseur de plus de 3 kilomètres. En même temps, elle se recourbe en arrière, épousant la forme de la nappe supérieure qui semble être venue s'implanter postérieurement en refoulant et laminant la masse sous-jacente.

Ainsi se forme ce que M. Argand a appelé le « pli en retour des Mischabel » dont le rayon de courbure dépasse 2 kilomètres. C'est probablement la plus grande charnière connue. Ce pli en retour est accompagné de plusieurs digitations aiguës, également dirigées dans la direction des racines, aux environs de Zermatt.

En même temps, comme pendant à ce phénomène, presque *vis-à-vis* sur le flanc renversé, se présente un autre pli en retour bien plus aigu, dans lequel s'est implantée presque tout entière la nappe III du Monte Leone. Le synclinal ainsi formé comporte deux synclinaux secondaires et se ferme par l'anticlinal formant le pli en retour, sous le sommet du Monte Leone lui-même.

Ce pli en retour du flanc renversé est immédiatement suivi d'une première digitation aiguë subfrontale qui, pour la première fois, est, d'après M. Schmidt, garnie de Carbonifère à son flanc renversé.

Après ce maximum d'épaisseur, la nappe s'amincit de nouveau, mais pas notablement. Le flanc normal s'avance majestueusement vers le nord-ouest, en dessinant une cuvette largement ouverte et très régulière, garni, jusqu'aux parages de Saint-Nicolas, d'un mince niveau de Carbonifère qui en supporte un de Permien¹. Cette allure tranquille ne peut être que la conséquence de la pression exercée par la nappe de la Dent Blanche qui s'étale au-dessus, à peine

¹ E. Argand, *Carte géologique du Massif de la Dent-Blanche*, 1/50.000^e. *Exploration géologique des Alpes Pennines Centrales*.

séparée par quelques centaines de mètres de terrains appartenant à la Zone du Combin.

Puis, peu au nord du Weisshorn, les quartzites triasiques de la nappe commencent à diminuer d'épaisseur pour disparaître complètement sur une étendue de 5 kilomètres environ, entre le Barrhorn et moins de 1 kilomètre au sud du Col de Forcletta. Dans ces parages, il arrive même que, sur une étendue de plus de 100 mètres, le Trias calcaire lui-même fasse défaut, mettant en contact les « schistes de Casanna » avec les schistes lustrés directement.

Au col de Forcletta pour le massif oriental et sous l'Arête de Sorebois pour le massif occidental, la nappe change brusquement d'allure : c'est le régime frontal qui commence. Un régime de failles, de plis couchés et de plis en retour indique que l'influence de la nappe supérieure (nappe de la Dent Blanche) a notablement cessé de s'exercer et que la résistance des massifs-obstacles situés au nord, peut se traduire plus facilement en accidents à la surface de la nappe. La région la plus externe de mon territoire me semble représenter les racines d'un faisceau de digitations frontales disparues par l'érosion ; sous celles-ci, un faisceau mieux conservé de digitations, que j'appellerai subfrontales et que je considère comme appartenant déjà au flanc renversé, vient au jour dans la paroi nord de l'Illhorn, se poursuivant et augmentant en épaisseur vers les régions internes, dans les parages d'Agaren, Ems et Turtmann.

C'est au faisceau isoclinal sortant en l'air entre la Bellatola et l'Illhorn lui-même ou à la digitation immédiatement inférieure, qui affleure dans la partie supérieure de la paroi nord de l'Illhorn, qu'il convient de rattacher le grand pli frontal plongeant de Loye-Niouc, découvert par M. Argand.

Je parlerai, dans le chapitre consacré à la tectonique de la

zone du Combin, du grand pli en retour dont j'avais envisagé l'existence probable au cours de mes levés.

Au-dessous de cette zone frontale, dont de nombreuses digitations lancées vers le nord peuvent avoir disparu, se place la *zone houillère dite axiale*, zone qui, par sa prolongation jusque fort loin dans les Alpes françaises, relie indiscutablement la surface de la partie tout à fait frontale de la nappe, seule visible dans ces régions, au substratum.

Mes recherches n'ayant pas été complètes dans ces régions et un autre savant se livrant à l'étude de cette zone, je n'en dirai pas davantage, sinon qu'elle se relie bientôt à la digitation du substratum de Visperterbinen, dont j'ai déjà parlé. Le Carbonifère ne manque jamais dans toute cette région.

Un autre fait me paraît bien plus intéressant à l'égard des conséquences qu'il pourrait avoir au point de vue des rapports entre le paquet de digitations dit *zone axiale* et la partie supérieure de la nappe.

Il s'agit du synclinal de quartzites triasiques qui, dans mon territoire, forme la pyramide de l'Illhorn et va ensuite passer au-dessous du sommet de l'Emshorn pour se perdre sous les éboulis et les éboulements situés au sud-est de ce sommet.

A ces faits connus, j'ajouterai qu'il m'a semblé constater de loin dans les parois nord et ouest de l'Ergischhorn, situé sur l'autre versant de la vallée de Tourtemagne et dominant la vallée du Rhône, une bande quartzitique en tout analogue à celle-ci. Les régions suivantes jusqu'à la Viège et le massif des Mischabel au delà de celle-ci étant encore tout à fait inexplorées, il n'est pas improbable que cette bande synclinale se continue fort loin vers l'intérieur de la nappe par les hauts alpages du Ginanzthal, passant peut-être dans

le bas de la Schöne Kumme, où le topographe indique une barre rocheuse qui me suggère cette hypothèse.

La bande quartzitique synclinale pourrait fort bien, de là, se propager vers le sud par le Törbelthälli, dans l'Augstbord et les rochers de Jungen, que le topographe dessine tout à fait dans le même style que ceux plus au sud, dans lesquels M. Lugeon a découvert, il y a plusieurs années, la « Fenêtre de Saint-Nicolas ». Celle-ci n'en serait pas une dans ce cas, mais une partie plus développée de ce formidable synclinal, de même que sa continuation dans le massif situé au pied du Balfrin et dans la vallée de Saas. Du fait de la direction axiale, toute la partie située dans la vallée de Saas se trouverait plus en arrière de la partie actuellement connue. En tous les cas, synclinal ou fenêtre, l'importance de ce phénomène tectonique est considérable¹.

Il est à peine nécessaire d'ajouter, après tout ce qui précède, que l'abaissement du plan axial étant près d'atteindre son maximum à quelques kilomètres à l'ouest de mon territoire, le substratum et même le cœur de la nappe ne peuvent exister qu'à plusieurs centaines de mètres au-dessous des entailles topographiques les plus profondes.

Dans la région du flanc normal en tout cas, je crois actuellement prudent de séparer, au point de vue tectonique, les deux massifs, Rocs de Boudri - Bella-Tola et Sasseneire-Becs de Bosson - Vallée de Rêchy. Si l'on tient compte de la faible étendue des motifs tectoniques constatés de chaque côté de la Navizence, si on la compare à la distance en direction axiale entre ces deux massifs, relativement considérable, si l'on tient compte aussi des différences de

¹ Le fait que le seul affleurement attribuable au Carbonifère que j'ai pu découvrir dans la région se trouve justement le long du flanc renversé de ce même synclinal, au nord de Vissoye, concorderait avec la présence de dépôts carborifères autour de Saint-Nicolas.

résistance présentées par les massifs-obstacles septentrionaux, on comprendra aisément quelles difficultés il y a à coordonner avec quelque certitude des phénomènes de tectonique de détail.

Outre cela, il faut bien se représenter le plan axial tel qu'il est — *une surface gauche* — ce qui vient encore compliquer la recherche de corrélations solidement établies entre les motifs tectoniques qui agrémentent la surface de la nappe de part et d'autre de la Navizence.

Je parlerai donc séparément de chacun des deux massifs. J'attribuerai cependant au massif occidental le groupe de l'arête de Sorebois, qui se raccorde complètement et entièrement à lui. Je donnerai ensuite quelques vues plus subjectives qu'objectives au sujet des raccords possibles entre les lignes tectoniques principales de chacun des versants. Je pourrai ainsi, aussi loin que possible, conserver aux faits leur part prédominante.

Explications relatives au panorama. — C'est dans ce même but que j'ai dessiné mon « Panorama tectonique » sur lequel la dissymétrie désagréable à l'œil entre les deux massifs est frappante.

J'ai préféré cette dissymétrie sans parti pris à un système quelconque de distorsions et de rabattements qui — une des nombreuses hypothèses possibles ayant été admise par moi — aurait représenté les faits à travers mes idées et non pas tels qu'ils sont.

Je me suis limité à établir entre les deux massifs le raccord dans le sens vertical pour la surface de la nappe du Grand Saint-Bernard du côté méridional (entre le col de Forcletta, d'une part, l'Arête de Sorebois et le Scex de Marenda de l'autre), en conservant toujours rigoureusement parallèle au plan du dessin la direction de poussée SE-NW et, par consé-

quent, sa perpendiculaire SW-NE, perpendiculaire à ce plan. Cette dernière direction devient donc la direction axiale dans le dessin et elle l'est aussi, à mon avis, dans la nature pour la chaîne entière, tout en admettant, comme toute règle, à chaque instant, de nombreuses et diverses exceptions. Ces exceptions se présentent sans aucun doute aussi dans les massifs étudiés, mais les données sont loin d'être suffisantes pour *indiquer*, même localement, un choix mieux adapté. Ce choix serait d'ailleurs fort ardu, même si toute la partie enlevée par l'érosion nous était connue, la nature n'ayant pas construit la croûte terrestre et les nappes en particulier, sur deux plans seulement, au lieu de trois, pour le meilleur usage du tectonicien. Dans la tectonique, se bornant aux grandes masses, plusieurs phénomènes importants peuvent être reliés entre eux et considérés comme presque parallèles, mais cette régularité ne saurait exister dans la masse des détails et le choix d'une direction spéciale favorable à la représentation de l'un de ceux-ci risquerait fort d'être très préjudiciable aux autres et le deviendrait, en tout cas, pour les problèmes d'ordre supérieur.

En particulier, il m'a été impossible de représenter convenablement les failles. Aux difficultés dérivant de leur direction parfois presque parallèle au plan du dessin, est venue s'ajouter celle due aux différentes valeurs du rejet aux différents points : une représentation exacte sur l'un des nombreux plans entraîne forcément l'inexactitude sur tous les autres. D'autres difficultés dérivent de la variation parfois rapide de l'épaisseur des sédiments. Ainsi, par exemple, à cause de l'épaisseur différente des quartzites du Trias, j'ai été amené à dessiner la discordance inexistante dans la nature entre l'arête allant du point 3084 au Meidenpass et celle partant de ce même point 3084 sur les Rochers de Touno, avec laquelle concordent les Rochers

de Nava. Si dans la nature on observe, depuis un point quelconque situé au nord, le point 3.084 et les Rochers de Touno, on se rend aisément compte du gauchissement que subit le plan de contact entre les quartzites du Trias et le Trias supérieur dans cette région. Il est impossible de rendre sur un assemblage de profils, représentant une région plus étendue, ce gauchissement à moins de fausser la concordance de plusieurs plans.

Les arêtes principales entre les vallées n'étant généralement pas parallèles à la direction de poussée SE-NW, on comprendra facilement que j'aie préféré ne pas faire subir des distorsions de toute nature aux figures tectoniques pour les adapter à une apparente uniformité altimétrique. Cette uniformité peut être nécessaire dans un panorama artistique ou géographique et encore n'est-elle réalisée que pour une même arête, mais le but que l'on se propose, en construisant un panorama géologique, est d'un tout autre ordre et le dessin topographique y prend une importance très relative; lorsqu'il est tel que le lecteur puisse aisément se reconnaître en le comparant à la nature, les altitudes relatives des sommets ne jouent aucun rôle. D'ailleurs le dessin géologique exact ne peut se prêter à aucune perspective et il n'apparaît exact aux yeux de l'observateur que lorsque celui-ci se trouve réellement sur le plan qu'il considère. Tout en conservant rigoureusement la même altitude relative à tous les points situés sur un même plan vertical SE-NW, j'ai décalé ces plans entre eux de la façon la plus favorable à la représentation des phénomènes tectoniques, en suivant ainsi, autant faire se peut, les fluctuations du plan axial. J'ai cherché ainsi à diminuer autant que possible la part des idées préconçues en faveur des résultats géométriques¹.

¹ Dans le but de montrer le flanc normal de la nappe et ses relations avec les complexes tectoniques supérieurs, j'ai poursuivi le dessin de mon

Dans une région appartenant tectoniquement à plusieurs groupes distincts, comme c'est le cas pour celle étudiée par moi, il y a lieu de procéder à une subdivision des terrains suivant qu'ils appartiennent à l'une ou à l'autre de ces unités pour en entreprendre une étude stratigraphique.

En conséquence, j'ai divisé les terrains existant dans les limites de mes levés en trois groupes :

- 1° Groupe ou facies de la nappe du Grand Saint-Bernard ;
- 2° Facies de la Zone du Combin ;
- 3° Facies de la nappe de la Dent Blanche.

On trouvera l'explication de ces termes dans la partie tectonique de ce travail.

Comme il est indispensable de donner une limite au complexe tectonico-stratigraphique que l'on entend par nappe, comme d'ailleurs les terrains que j'exclurai du facies de la nappe du Grand Saint-Bernard ne se différencient pas des correspondants de la Zone du Combin avec lesquels je les classerai, je limite la surface de la nappe au contact entre les quartzites du Trias inférieur et les calcaires du Trias supérieur. En traitant de mon premier facies je donnerai les raisons qui m'ont guidé à faire ce choix.

Il serait d'ailleurs, en l'état actuel des connaissances que l'on possède sur la Zone du Combin, assez difficile parfois d'attribuer avec certitude certaines régions triasiques à cette zone plutôt qu'à la nappe sous-jacente.

Panorama vers le sud, de façon à englober des territoires appartenant à la carte de M. Argand. Je me suis basé sur celle-ci pour le dessin géologique, notamment pour les parties situées : à gauche du Pas de Forcletta, sur l'arête allant vers les Diablons ; à gauche du sommet de la Garde de Bordon, pour la deuxième arête ; au delà de l'échancrure entre les deux Pointes du Tsatey, pour la troisième.

CHAPITRE II

LES TERRAINS DE LA NAPPE DU GRAND SAINT-BERNARD

J'ai déjà parlé dans le chapitre précédent de la signification et de l'emplacement relatif de cette unité tectonique qui forme de beaucoup la masse la plus importante dans la région considérée.

Elle forme le socle montagneux sur lequel reposent les deux autres groupes. Nulle part, dans la limite de mes levés elle ne montre au jour son substratum, celui-ci étant déjà profondément enfoui par la forte descente du plan axial entre le Simplon et quelques kilomètres au delà des limites occidentales de ma carte, dans les parages de Sion. Le cœur même de la nappe ne se montre pas au jour dans cette région.

La partie supérieure de la nappe, seule visible, se présente comme un faisceau isoclinal ou presque de roches la plupart prétriasiques, dont le complexe est connu sous le nom de « schistes de Casanna ».

Les synclinaux triasiques, qui, plus au nord, pénètrent profondément entre les boucles frontales de la nappe, doivent, malgré leur étirement, propager fort loin dans la structure interne de la nappe leurs charnières synclinales. Malheureusement, soit le profond enfouissement de la masse prétriasique, soit l'excessive disproportion existant entre les

surfaces d'affleurement et celles masquées par les abondants dépôts glaciaires et quaternaires en général, soit enfin, dans les parties plus basses, la forte végétation qui s'ajoute à l'inconvénient qui précède rendent difficile et souvent illusoire l'essai de constater l'existence de charnières ou de convergences sur des étendues quelque peu considérables, comme cela serait nécessaire pour obtenir de bons résultats, soit tectoniques soit stratigraphiques.

LA SÉRIE DE CASANNA ET LES QUARTZITES DU TRIAS INFÉRIEUR

Subdivisions. — On a groupé sous le nom de *schistes de Casanna* un ensemble de formations schisteuses des types les plus variés, très développé dans les Alpes Grisonnes.

Ce sont des micaschistes prasinitiques, chloritiques, amphiboliques, parfois des micaschistes à biotite; des micaschistes grenatifères clairs, en général à la partie supérieure; des amphibolites et des schistes amphiboliques intimement liés à des gneiss fins grenus et, dans les parties profondes, à des gneiss grossiers ou œillés.

Ce même nom de schistes de Casanna a été attribué, par H. Gerlach, à la partie valaisanne et pennine en général des sédiments prétriasiques de la nappe du Grand Saint-Bernard, qui constituent un facies tout à fait comparable à celui des Alpes Grisonnes.

M. A. Stella a dénommé cet ensemble Zone du Grand Saint-Bernard. Cette dénomination présente l'avantage d'être à la fois stratigraphique et tectonique, tout en étant tirée de la région même où elle existe.

M. C. Schmidt a attribué à cette même zone le nom très local de gneiss ou schistes de Bérisal, sans que, pour cela, le complexe change de caractère dans les régions sim-

ploniques, continuation directe des parties frontales de la même nappe.

Il sera préférable de se rallier à la dénomination du savant italien, celle-ci comprenant, outre les schistes de Casanna de Gerlach, aussi les parties plus profondes du même facies.

Comme je le montrerai par la suite, je considère les sédiments formant la nappe du Grand Saint-Bernard comme un tout unitaire tectoniquement et stratigraphiquement jusqu'au dernier niveau des quartzites du Trias inférieur, les éléments qui ont contribué à ces dépôts ayant été toujours les mêmes et l'histoire du géosynclinal berceau de la nappe actuelle pouvant se résumer ainsi : *les sédiments s'enrichissent progressivement en quartz d'origine détritique, soit de façon continue, soit avec intermittences.*

Outre les cinq subdivisions de toute cette série, déjà connues dans la région étudiée et les régions avoisinantes : gneiss profond (œillé ou non), schistes de Casanna en général, Carbonifère, Permien, quartzites du Trias inférieur, j'ai essayé d'en introduire d'autres, auxquelles je ne puis donner qu'un sens d'horizons locaux, me rendant parfaitement compte de leur manque de continuité et de leur contemporanéité possible à des endroits différents.

Les trois zones nouvelles par lesquelles j'ai essayé de représenter l'évolution de ce que je viens d'appeler schistes de Casanna, sans les gneiss et sans permocarbonifère, sont plutôt des facies localisés auxquels j'entends laisser leur caractère d'imprécision et d'interpénétration tel qu'il convient à une première ébauche. Ces zones, n'ayant apparemment aucun caractère de niveau stratigraphique continu, se succèdent toujours, là où elles existent, dans l'ordre normal. Elles ne peuvent avoir qu'un intérêt minime pour le tectonicien. A mon avis, le perfectionnement des subdivisions

dans les schistes de Casanna ne devrait pas être poussé plus loin par le géologue : il ne peut être que du ressort du pétrographe, car la tectonique n'y saurait gagner, ni en éléments de travail, ni en clarté, à son stade actuel du moins.

J'ai établi la série suivante de bas en haut :

1° *Zone profonde*, formant le cœur de la nappe : gneiss ocellés, gneiss à biotite, gneiss à deux micas, etc.

2° *Zone des gneiss fins*, encapuchonnant plus ou moins la zone profonde : gneiss micacés, gneiss à amphibole, gneiss rubanés, amphibolites, prasinites (c'est la zone la plus profonde affleurant sur le territoire de mes recherches).

3° *Zone de prédominance des micaschistes*, la plus généralement répandue parmi les affleurements prétriasiques de mon territoire.

4° *Zone des quartzites feuilletés chlorito-séricitiques*, de types variés et formant le haut des schistes de Casanna proprement dits. Ce n'est qu'un facies très local, mais souvent fortement représenté dans la région frontale de la nappe, où, en général, il remplace en partie le Carbonifère et le Permien qui, le plus souvent, ne coexistent pas avec ce niveau.

5° *Carbonifère* : il existe en masses importantes au sud et au nord de la région considérée ici sous forme de mica-schistes graphiteux, schistes argileux noirs, grès et conglomérats.

6° *Permien* : très important au sud il n'existe au nord de mon territoire que comme très mince niveau plus gréseux et à grain plus fin, à peine différencié des quartzites du Trias inférieur, qui doivent souvent le remplacer.

7° *Quartzites du Trias inférieur*, sédiments d'épaisseur variable n'ayant, le plus souvent, pas de contact franc avec les « schistes de Casanna » à leur partie inférieure, mais tou-

jours nettement et très régulièrement séparés du Trias supérieur calcaire à leur limite supérieure.

1. La zone profonde.

Les entailles topographiques que subit la nappe dans la région étudiée sont bien loin d'atteindre ses parties centrales, situées à plusieurs centaines de mètres plus bas.

Ce que je viens de dénommer *zone profonde* ne se montre donc pas au jour dans ce territoire, ni, d'après les documents existant actuellement et d'après toutes les probabilités, dans les régions situées à l'ouest.

Par contre, la forte montée de l'axe vers l'orient fait affleurer les roches profondes de la nappe à peu de distance de la vallée de Tourtemagne.

La *Carte du massif de la Dent-Blanche*, de M. Argand, en signale une masse restreinte un peu à l'est du Jungpass, situé sur l'arête divisant la vallée de Tourtemagne de la vallée de Saint-Nicolas. Ce sont là des gneiss œillés chlorito-séricitiques grossiers.

Ces gneiss œillés sont attribuables au type orthogneiss ; ils n'ont en tout cas, d'aucune façon, une limite supérieure concordante avec le plissement tectonique. En particulier, la masse du Jungpass semble être une digitation locale provenant de la grosse masse située en profondeur et formant le bas de la vallée de Saint-Nicolas et le socle du massif des Mischabel, dans lequel les gneiss œillés s'élèvent à de grandes hauteurs sur le versant de la vallée de Saas.

Représentés sur l'autre versant ils se continuent enfin vers l'est où M. Schmidt les marque sur sa *Carte du massif du Simplon*, suivant une bande descendant du Staldhorn à la route du Simplon et se poursuivant ensuite vers l'est jusqu'au Passo d'Aurona et à la Forca del Rebbio. Plus au

sud, quelques masses restreintes avant le col du Simplon et enfin une dernière dans les parages de l'ancien hospice.

Cé sont toujours des gneiss à deux micas et des gneiss oillés clairs que M. Schmidt attribue à des intrusions granitiques dans la masse des « gneiss de Bérisal », équivalent des schistes de Casanna.

2. La zone des gneiss fins.

Cette zone entoure irrégulièrement les gneiss de la profondeur et vient affleurer dans les parties basses du territoire étudié. Elle peut être considérée comme une zone de métamorphisme dépendante de la zone plus profonde.

Ce sont des roches d'un vert foncé, parfois rubanées, accompagnées parfois de gneiss à biotite à grain très fin. Dans les parties les plus profondes surtout, on y trouve des gneiss à amphibole, des gneiss amphibolitiques rubanés; plus haut, en général, des schistes amphibolitiques souvent micacés ou feldspathiques interrompus par des bandes blanches, des amphibolites grenues et des prasinites.

Je crois pouvoir en distinguer trois masses principales qui esquissent le dessin tectonique de la région et sont en relation avec les trois barres plus dures, appartenant également à ce niveau, indiquées plus au sud dans la haute vallée de Tourtemagne sur la carte de M. Argand.

La première de ces barres est située à l'issue du glacier de Tourtemagne dans les parages de la cote 2.181; la deuxième, au nord de l'alpage de Sennthurm (cote 2.080); la troisième touche la limite méridionale de ma carte, dans les environs de la cote 1.912.

La masse la plus méridionale qui ne pénètre pas d'une façon notable dans la région de mes levés formerait le noyau lointain des anticlinaux du groupe des Rocs de Boudri et du

Meidenhorn. La deuxième masse, qui se propage fort haut dans la série de Casanna, sous forme de schistes amphiboliques et d'amphibolites principalement, serait en corrélation avec les deux régions anticlinales entre lesquelles se place la cuvette de la Bella-Tola. La troisième masse, se propageant dans la basse vallée de Tourtemagne en passant sous le Pletschenhorn pour venir se perdre dans les parages de Vorsaas, se reliait aux masses anticlinales qui viennent au jour dans le massif de l'Ilhorn.

La masse de gneiss et de schistes amphiboliques, qui vient au jour dans le Val d'Anniviers entre Saint-Luc, les affleurements sur la route de Saint-Jean à Grimentz et les affleurements du thalweg de la Gouggra autour de ce dernier village, correspondrait, d'une part, aux plis entre la Bella-Tola et l'Ilhorn et, de l'autre, aux Rocs d'Orsival et au Mont Noble.

Dans la partie étudiée du Val d'Hérens, cette zone se poursuit dans les parages de Notre-Dame de la Garde, en aval d'Evolène, tout en semblant diminuer un peu d'importance.

Cette zone, de par son caractère métamorphique et peut-être même intrusif, n'a évidemment pas de limites tranchées ni même régulières à sa partie supérieure, où elle pénètre dans la zone des micaschistes qui, par des récurrences et une lente diminution de leur teneur en amphibole, se dégagent peu à peu pour prendre un caractère propre.

3. La zone de prédominance des micaschistes.

Il serait au moins prématuré d'attribuer une trop grande importance à la distribution irrégulière et non stratigraphique de la zone des gneiss et de celle des micaschistes. Les analogies qu'il m'a paru exister entre cette distribution

et les phénomènes tectoniques de la surface de la nappe ne sont qu'une manière de voir que les faits ne contredisent pas.

Cette zone semble, en tout cas, après la mise en place de la nappe, jouer le rôle de remplissage entre les matériaux plus durs qu'elle sépare. Elle a dû se plier aux conditions du plissement, en échappant aux lieux de plus grande pression et en affluant là où la pression se faisait moins sentir.

Généralement, elle succède par une lente transition, par une diminution progressive d'amphibole, à la zone précédente pour passer lentement, par un graduel enrichissement en quartz, à la zone suivante des quartzites chlorito-séricitiques feuilletés.

Là où ceux-ci font défaut, cette zone entre directement en contact avec les quartzites compacts du Trias inférieur, ordinairement par passage graduel et par récurrences, parfois sur un très petit espace.

Les affleurements de cette zone présentent généralement un aspect topographique mou ; souvent ils sont recouverts de végétation ou d'éboulis ne laissant transpercer que çà et là des bancs un peu plus durs.

Ce sont des micaschistes à amphibole, des micaschistes à séricite, à chlorite, parfois, dans les parties plus méridionales en particulier, à biotite. Ils présentent en général une teinte gris foncé, par endroits plus claire, mais pouvant passer à une teinte brunâtre parfois et très souvent verdâtre. Dans les parages du Col de Forcletta, l'on a affaire à de véritables talcschistes dépourvus de consistance.

En général, la schistosité est très développée et les lits de la roche sont très minces. Cette faible consistance a permis au phénomène glaciaire des entailles profondes aux contours très arrondis.

La description des affleurements de la zone précédente ainsi que celle que je vais faire pour ceux des quartzites

chloritoséricitiques feuilletés, me dispensent de suivre ce niveau sur le territoire de mes levés.

Les régions où les micaschistes assument une plus grande importance sont : les environs du Col de Forcletta et l'Alpe de Nava, Tignausa et le Borterthäli dans le massif oriental ; les pentes dominées par la Pointe de Tsirouc ; le Scex de Marenda et la partie inférieure des alpages du Val d'Anniviers et de la vallée d'Hérens pour le massif occidental.

De même que la zone des gneiss fins et des amphibolites, les micaschistes sont généralement fréquents sur toute l'étendue de la nappe dans les Alpes Pennines, en particulier vers l'ouest, où l'enfouissement progressif de la nappe leur donne un rôle prépondérant.

4. Les quartzites chlorito-séricitiques de la série de Casanna.

Ordinairement, la « série de Casanna » se termine à sa partie haute par des quartzites qu'il est le plus souvent assez difficile de séparer par une limite tranchée des quartzites du Trias inférieur. La différenciation très minime et souvent très lentement graduelle laisse une certaine marge à l'appréciation subjective.

Les quartzites francs et compacts qu'il est convenu d'attribuer au Trias inférieur passent vers le bas à des quartzites plus schisteux, plus fortement micacés qui graduellement s'enrichissent en éléments verts. Parfois, dans les régions plus septentrionales surtout, les premiers bancs attribuables à la série de Casanna sont très feuilletés, formés de lits plus compacts pouvant aller jusqu'à quelques centimètres d'épaisseur, séparés par des zones finement schisteuses peu résistantes à l'érosion et très riches en séricite, le tout criblé de nodules de pigment d'aspect charbonneux. Ailleurs, mais plus rarement, dans les anticlinaux du

substratum frontal par exemple (Fang, Meretschihorn), les quartzites triasiques très compacts reposent sur une série de quartzites déjà très finement feuilletés et très riches en mica et en éléments verts.

Ce dernier type de quartzites présente, à l'encontre des autres, une dureté considérable; dans les environs du village de Fang, la surface des feuillets de la roche est recouverte de séricite et la roche présente des tons d'un vert clair intense.

Il est fort probable que cette zone soit très répandue dans les massifs situés à l'ouest de mon territoire; le manque de levés modernes ne permet pas encore de dire en quelle mesure cette continuation se produit.

Je poursuivrai rapidement les affleurements de quartzites sériciteux feuilletés de la série de Casanna sur le territoire de mes recherches, en partant des parties frontales de la nappe. Si l'on considère la direction axiale moyenne de la nappe dans tout mon territoire, direction qui reste, à peu d'exceptions près, constamment SW-NE, tout le massif situé sur la rive gauche de la Navizence se trouve être plus externe que la plus grande partie du massif de la rive droite. La rive gauche aurait donc été, d'après ce qui précède, la plus favorisée dans la distribution des quartzites de la série de Casanna : c'est en effet le cas qui se présente.

Les *quartzites chlorito-sériciteux de la série de Casanna* forment en grande partie le Mont Noble et d'une façon presque générale les affleurements de schistes de Casanna de la Montagne du Tsan, la nappe étant peu profondément entamée dans cette région. La majeure partie de l'arête entre le point trigonométrique 2.340 tout au nord de mes levés, le mont Tracui et le col au sud de celui-ci, tout le massif au nord des Rocs d'Orsival autour du point 2.662 et la base de ceux-ci, de même que les affleurements

supérieurs entre les deux torrents de Marais peuvent être attribués à ce facies supérieur. Sur la lèvre méridionale débordante de la grande faille qui passe du point 2.703 sur l'arête V. d'Hérens - V. de Rêchy, à travers cette dernière, jusqu'au bas de la Montagne du Marais, ces quartzites sont encore assez épais pour y prédominer sur tout autre type prétriasique. Ils diminuent très rapidement aux environs du Pas de Lona pour disparaître complètement dans les parages de Notre-Dame-de-la-Garde et de Volovron, au nord d'Evolène. A l'est du Val de Rêchy, le facies quartziteux prédomine sur toute l'arête qui descend au nord-est des Becs de Bosson entre les points 2.698 et 2.630 ; il en est de même pour la zone située immédiatement au-dessous des quartzites du Trias qui se suivent de la faille à est-sud-est des Becs de Bosson jusqu'à la pointe de Lona (2.929) et au chemin Bendolla-Lona.

C'est ici que la zone de prédominance de ce facies atteint son plus fort développement, dépassant parfois en épaisseur une cinquantaine de mètres. Comme sur le versant ouest du Val d'Hérens, en suivant les quartzites des schistes de Casanna vers l'intérieur, on constate une rapide diminution d'épaisseur depuis le torrent des Mayens.

Au sud du Scex de Marenda jusqu'au thalweg de la Gougra, cette zone n'a plus que 1 à 2 mètres, quand elle ne fait pas entièrement défaut. Son importance reste la même dans le massif Arête de Sorebois-Pointe de Tsirouc, et j'attribue entièrement au facies micaschiste la barre rocheuse qui domine les mines de Biolec.

Sur le versant oriental du Val d'Anniviers, nous retrouvons ces quartzites dans le substratum frontal de la nappe, dans les multiples lames anticlinales des schistes de Casanna qui lardent l'énorme masse des quartzites triasiques et réduisent ainsi à des proportions très modestes la

valeur de l'épaississement, qui sur les vieilles cartes assume une apparence rapide et formidable dans les régions frontales, tandis que, si même il se produit, il est de valeur très modeste.

Dans les limites de mes levés, les quartzites des schistes de Casanna font leur apparition la plus externe dans l'anticlinal de Fang. Ils y sont, pour la plus grande part, représentés par des types feuilletés-fibreux verts, à Fang même et au-dessus. Ces types particuliers encapuchonnent le cœur de l'anticlinal qui est lui-même formé de quartzites du type habituel, intimement liés à des micaschistes. Les quartzites feuilletés-fibreux verts montent depuis Fang jusqu'au sentier Sussillon-Chandolin où je les ai encore trouvés entre le plateau de Sussillon et le ravin situé au sud de celui-ci.

On retrouve ces mêmes types au bas de la paroi nord de l'Illhorn où ils représentent la continuation à l'est de ce même anticlinal de Fang, qui traverse plus à l'est la petite vallée d'Unter-Illalp à une altitude comprise entre 1.610 et 1.670 mètres. A cet endroit, la partie centrale de l'anticlinal appartient à un complexe très voisin des micaschistes, entourée de chaque côté de quartzites feuilletés qui passent graduellement aux quartzites francs. Les quartzites de la série de Casanna forment encore la majeure partie de la prolongation de ce même anticlinal et d'autres digitations de moindre importance qui en dépendent, autour des chalets 1.426 entre Unter et Obermeschler.

L'anticlinal supérieur, qui traverse la paroi nord de l'Illhorn au-dessus du synclinal triasique supérieur de Chandolin, à une altitude d'environ 2.400 mètres, passe au bas des rochers qui séparent Mittel-Illalp de l'Illsee, forme le sommet nord du Meretschihorn (2.577) et l'arête qui part de celui-ci pour fermer la Ober Meretschialp, appartient lui aussi à ce niveau supérieur de la série de Casanna.

C'est sur l'arête Illhorn-Illpass depuis le col immédiatement au sud de l'Illhorn, où ils se différencient des quartzites compacts, que l'on trouve les meilleurs exemplaires de quartzites de la série de Casanna. C'est à peine s'il est possible de les distinguer à quelque distance des quartzites du Trias inférieur : seuls une foliation plus marquée et un criblage de nodules de pigment noir permettent cette distinction ; j'en ai trouvé encore au sud de la Grande Remoinze de l'Alpe de Chandolin (2.395) et au-dessus de Colliou (Colliaux de la carte).

En passant au flanc normal de la nappe, leur abondance diminue de beaucoup. Il en existe dans l'arête Brunethorn-Emshorn et dans les parties occidentales de l'arête Bella-Tola-Tignausa autour du point 2.325. Je leur attribue aussi une part dans la grande paroi rocheuse que domine le Meidenhorn sur le versant de Meidenalp ; ils existent aussi autour du lac inférieur (non marqué sur la carte) de la Meidenalp, situé à quelque 50 mètres au-dessous et à l'est du grand ; la base de l'arête entre Kaltenberg et Plumatt (2.961-2.716) autour de ce dernier point leur est attribuable pour la plus grande part, ainsi que les cœurs des anticlinaux qui forment le prisme terminal du Meidenhorn. On en trouve encore sous le point 2.859 qui domine la vallée descendant du Col de Forcletta au Turmännerthal, dans le bas de Visivi (Capaté de l'ancienne édition de la f. Vissoye, Chaux-de-Touno des habitants) et à l'est des Rochers de Nava dans les parages de l'Alpe de Nava.

5-6. Le Carbonifère et le Permien.

A une très restreinte exception près, il m'a été impossible jusqu'ici de constater un niveau différencié attribuable soit au Carbonifère, soit au Permien dans toute l'étendue de la région étudiée.

Soit dans les régions plus méridionales, soit surtout dans les régions frontales de la nappe, ces deux niveaux existent fréquemment et ils possèdent souvent une épaisseur assez considérable.

Le caractère stratigraphique de la série de Casanna, qui présente à des hauteurs stratigraphiques égales des facies différents et se caractérise en outre généralement par un changement lent des conditions de dépôt, soumet la possibilité de distinguer un niveau attribuable au Permien à l'existence au-dessous de celui-ci de couches attribuables au Carbonifère.

Ainsi, M. Argand distingue dans presque tout le parcours de la surface de la nappe, le long du versant occidental de la vallée de Saint-Nicolas, deux niveaux superficiels, dont l'épaisseur totale dépasse rarement 100 mètres. Le premier est constitué par des schistes à pigment noir charbonneux accompagnés de quelques lentilles prasinitiques intercalées; il est attribuable au Carbonifère. Le deuxième niveau, formé de quartzites séricitiques feuilletés, avec lits de prasinites, passe vers le haut aux quartzites compacts du Trias inférieur sans limite tranchée; M. Argand l'attribue au Permien.

Ce niveau permien est, on le voit, assez semblable au niveau que je viens de décrire plus haut; je ne vois aucune difficulté à considérer les quartzites chlorito-séricitiques feuilletés comme étant en partie attribuables au Permien dans toute la région étudiée.

Dans la vallée de Zinal, M. Argand n'a pas trouvé ces deux niveaux; dans les vallées de Moiry et d'Hérens, cela m'a de même été impossible.

Au nord de la région étudiée, dans la prolongation de la *zone carbonifère dite axiale* qui forme le substratum frontal de la nappe, le Carbonifère existe en masses abondantes, sous forme de micaschistes graphiteux, de quartzites et de

grès charbonneux. Au-dessus de ces dépôts j'ai cru pouvoir considérer, comme Permien, un très mince niveau, le plus souvent de quelques centimètres à peine, qui se distingue des quartzites compacts du Trias inférieur par une teinte gris sombre et un aspect très fin et grenu, dans les plis de cette zone, entre Chippis et Niouc, par exemple.

M. Schmidt, dans sa *Carte du Massif du Simplon*, signale du Carbonifère le long du flanc renversé de la nappe et de la digitation de Vispertenbinen; ce savant ne marque cependant ni Permien, ni Trias, mais immédiatement les schistes lustrés au contact du Carbonifère.

Le seul affleurement très restreint que j'aie pu considérer comme carbonifère se trouve un peu au nord de Saint-Luc, dans les pentes très raides et complètement boisées qui séparent les chemins de Fang à Saint-Luc et de Saint-Luc à Chandolin, au sud des chalets marqués la Barme, à une altitude, mesurée à l'altimètre, de 1.620 mètres environ.

L'affleurement est complètement isolé des affleurements les plus rapprochés par des éboulis et des masses épaisses d'humus et au-dessous de glaciaire. Au-dessous l'on trouve des affleurements de quartzites compacts, au-dessus des affleurements de quartzites et de micaschistes de la série de Casanna. L'emplacement de cet affleurement permet de le situer entre la limite inférieure des quartzites francs triasiques et la limite supérieure des micaschistes. Il semble cependant plus voisin de cette dernière limite.

Sur un espace relativement grand le sol prend un aspect noir et est, en effet, rempli de débris schisteux graphiteux. La roche est très schisteuse, à feuillets graphiteux ou charbonneux suivant l'endroit; la texture est très grenue et donne l'impression d'un grès incomplètement métamorphisé. Elle rappelle les variétés les plus proches de grès métamorphiques que l'on peut trouver au bord de la

vallée du Rhône, à Chippis, Agaren et Tourtemagne. L'affleurement proprement dit est un banc long d'une dizaine de mètres et large de 1 à 3 mètres.

Je parlerai à propos du niveau suivant des zones que je considère comme remplaçant le Carbonifère.

7. Les Quartzites du Trias inférieur.

A première vue, les quartzites du Trias inférieur forment une zone très homogène et régulière jusqu'à leur limite supérieure ou, soit le plus souvent par juxtaposition stratigraphique intime, soit par endroits par l'intermédiaire d'une zone très restreinte d'alternances, elles supportent le Trias supérieur calcaire. Ce contact est, dans tous les cas connus de moi, tout à fait régulier et stratigraphiquement horizontal ; c'est en tout cas le contact le plus net que l'on puisse trouver dans les nappes cristallines. Là où l'on a pu constater l'absence des quartzites compacts¹, les schistes de Casanna montent les remplacer et gardent ainsi à cette grande ligne de séparation son caractère de régularité presque absolue.

Ce fait, opposé à l'extrême irrégularité de la limite entre la série de Casanna et ce que l'on nomme le Trias inférieur, est de nature à pousser le tectonicien à englober en un seul complexe les quartzites du Trias et la série de Casanna. Et il y aura tout avantage à considérer dans la majeure partie des cas, et surtout dans la tectonique de détail, comme un tout unitaire toute la masse comprise entre les gneiss œillés de la profondeur et la limite inférieure du Trias calcaire. Cette limite remplira la fonction conventionnelle de *surface de la nappe* séparant celle-ci des zones synclinales.

¹ E. Argand, *Exploration géologique des Alpes Pennines Centrales*, p. 10-12.

C'est dans la tectonique des digitations très aiguës que l'avantage d'une limite aussi régulière que possible se fera sentir surtout : les phénomènes d'étirement, de laminage, de tronçonnement superposés à l'irrégularité stratigraphique de la série de Casanna qui, dans ces cas surtout, échappe à toute tentative d'appréciation, ne pourraient être envisagés que d'une façon très imprécise et inexacte, tandis que, si l'on élimine le problème stratigraphique, la solution tectonique devient aussitôt plus claire et, somme toute, facile.

L'indécision de la limite supérieure de même que le peu de continuité que possède le niveau superficiel de la série de Casanna, faits que j'ai constatés dans un territoire relativement peu comprimé et tectoniquement peu profond, me semblent de nature à apporter une confirmation et un appui aux conclusions auxquelles est arrivé M. Argand dans les régions plus méridionales soumises à un laminage et à une pression considérables par le poids de toute la masse de la nappe de la Dent Blanche¹. Dans la prolongation méridionale de mon territoire, jusqu'au fond de la vallée de Zermatt et surtout dans la zone de Barrhorn et du Frilhorn, M. Argand a constaté une très rapide et brusque variation du Trias inférieur, tant dans le sens longitudinal que dans le sens latéral, variation pouvant faire osciller plusieurs fois sur quelques kilomètres l'épaisseur de ce niveau entre zéro et plus de 100 mètres. M. Argand tire de ces faits les conclusions suivantes :

« Dans le flanc normal de la nappe du Grand Saint-Bernard, les quartzites du Trias inférieur se relient stratigraphiquement à la série de Casanna, à la fois par passage vertical, latéral, et par continuité de sédimentation... La

¹ E. Argand, *Exploration géologique des Alpes Pennines Centrales*, p. 10-12.

disparition locale du dépôt est due dans la règle à des passages latéraux. Si on accepte l'âge ordinairement attribué au niveau des quartzites compacts, on ne peut pas se refuser à admettre que les facies propres à la partie haute de la série de Casanna peuvent monter localement jusque dans le Trias inférieur. » Dans les limites de mon territoire, le Trias inférieur, comme on le verra sur mes profils sériés, n'a que des variations d'épaisseur d'apparence très lente et régulière et nulle part à ma connaissance il ne fait défaut ¹ Des variations comparables à celles signalées par M. Argand pour le Trias inférieur ont lieu, par contre, pour les quartzites de la série de Casanna, de façon à suggérer toujours plus l'idée d'une instabilité continue dans la qualité des matériaux qui ont concouru à la formation des assises inférieures des premiers temps triasiques, et, en tout cas de tout ou partie du Permien. D'ailleurs je ne voudrais nullement avoir donné l'impression d'une trop grande importance, comme unité et comme séparation, aux derniers dépôts quartziteux de la série de Casanna. Il ne s'agit dans cette zone de passage au Trias franc, que d'une zone de prédominance du type quartzites, facies qui peut alterner et passer plusieurs fois au type généralement un peu plus profond des micaschistes. D'ailleurs ces quartzites feuilletés et toujours assez fortement micacés sont lithologiquement un type de transition entre les quartzites francs et les micaschistes.

Il me paraît pouvoir dégager de ces faits cette conclusion : à la fin de l'époque du dépôt de la série de Casanna, les conditions de ce dépôt se sont lentement et d'abord localement modifiées. Tandis que par endroits les sédiments devenaient graduellement plus quartzeux, ailleurs le dépôt

¹ Ce qui me semble prouver qu'à cette époque mon territoire était soumis à des conditions de dépôt un peu plus régulières et tranquilles que les parties plus méridionales.

des argiles, devenues par le métamorphisme micaschistes se continuait ininterrompu, luttant et revenant parfois recouvrir quelque temps les dépôts plus sableux envahissants. Et ce n'est qu'après un temps de transition plus ou moins long, à chaque endroit différent, que, les conditions de dépôt se fixant définitivement, par endroits même brusquement, les quartzites francs se déposèrent seuls.

L'hypothèse la plus plausible sur l'origine des matériaux qui ont constitué les schistes de Casanna et les dépôts qui les recouvrent me semble être, en l'état actuel de nos connaissances, la suivante : Le continent qui fournissait ses matériaux au géosynclinal du Grand Saint-Bernard (du moins à la partie de celui-ci qui est actuellement le flanc normal de la nappe) devait émerger plus ou moins au loin dans une direction septentrionale : l'épaisseur décroissante du nord au sud des dépôts triasiques et d'une partie des dépôts plus anciens ne peut qu'appuyer cette manière de voir. Si l'on essaye de se représenter les phases de l'existence de ce continent on obtiendra dans ses grandes lignes la chronologie de la nappe du Grand Saint-Bernard. Ce problème est encore trop nouveau et les données sur lesquelles il repose trop sporadiques, trop vagues et trop peu connues, pour que l'on puisse, pour le moment, atteindre des résultats précis et indubitables.

Pendant toute l'époque de sédimentation de la partie haute des schistes de Casanna, avant le Carbonifère, le géosynclinal, surtout les parties méridionales de la nappe, devait avoir une profondeur assez notable pour permettre le dépôt des argiles et le continent septentrional était probablement plus lointain ou, ce qui revient au même, moins émergé que pendant le Trias.

Ce régime se continue jusqu'au Carbonifère ; pendant cette période la mer perd une notable partie de sa profon-

deur et, aux endroits favorables, peut-être au milieu de zones faiblement émergées (?), se déposent dans des lagunes les vases chargées de débris végétaux, tandis qu'ailleurs, là où le Carbonifère n'est pas représenté, les dépôts continuent ininterrompus comme aux époques précédentes. La période carbonifère cesse et, dans la plus grande partie du géosynclinal, les dépôts argileux continuent encore, bien que déjà troublés par les premiers apports de sable.

Au nord, près du front actuel de la nappe, ces dépôts manquent souvent là où s'est déposé le Carbonifère, ou ils y sont très faiblement représentés : ils y sont en tout cas toujours déjà fortement sableux.

Le continent émerge et se rapproche peu à peu ; ses sables se mêlent aux argiles qui flottent encore, enfin ils envahissent presque tout et restent seuls ; c'est le dépôt des matériaux des quartzites triasiques francs et compacts et, lorsque ce dépôt s'effectue uniformément partout, il y a déjà longtemps qu'a commencé le Trias inférieur.

En résumé, si l'on admet la possibilité pour le facies argileux des schistes de Casanna de monter jusqu'au Trias inférieur localement et la continuité de dépôt, on est aussi forcé d'admettre que la séparation stricte qui se fait entre ces deux sédiments est antichronologique. La tectonique de la nappe ne peut avoir, le plus souvent, que désavantage à se baser principalement sur une limite aussi peu constante et régulière.

C'est pourquoi, lorsqu'il s'agit de grandes subdivisions, il sera préférable, pour obtenir un résultat débarrassé autant que possible d'influences secondaires, de considérer comme un tout unitaire la série entière allant du bas des schistes de Casanna à la limite supérieure des quartzites du Trias inférieur. Cette limite est, en tout cas d'une façon générale, très régulière et franche, et elle élimine les causes des inexacti-

tudes résultant d'une valeur trop stricte donnée à la limite incertaine et mobile entre les schistes de Casanna et les quartzites du Trias ¹.

Ce premier niveau de quartzites feuilletés est donc un facies tout à fait supérieur, superficiel même et local. C'est un facies de transition. Son épaisseur varie rapidement entre zéro, quelques mètres et près de 100 mètres ; d'une façon générale, son épaisseur va en augmentant vers le nord, ce qui confirme toutes les vues que je viens d'exposer sur la continuité et la lente modification des circonstances dans lesquelles s'effectua la sédimentation ; il s'ensuit que les dépôts eux-mêmes sont continus à travers toute la série de Casanna jusqu'au haut des quartzites du Trias inférieur.

Il est certain que l'âge attribué généralement aux quartzites compacts qui précèdent dans la série le Trias calcaire doit être immédiatement antérieur à l'âge de celui-ci et se placer dans le Trias inférieur. Mais dans la région étudiée par moi et, à mon avis, partout où la série complète nettement distinguable (série de Casanna, Carbonifère, Permien, quartzites) fait défaut, rien ne peut autoriser à placer la limite inférieure du Trias à l'instant variable dans tous les sens où commencent les dépôts arénacés uniformes dans cette partie du géosynclinal. Il me semble bien plutôt juste d'admettre en même temps la possibilité pour la série de Casanna de monter jusqu'à la base du Trias calcaire et pour les quartzites compacts de descendre pour le moins dans le Permien et peut-être beaucoup plus bas, partout où ils ne reposent pas sur un facies diagnostiquable appartenant soit au Permien soit au Carbonifère.

¹ Dans sa *Carte tectonique des Alpes Pennines*, M. Argand a suivi cette manière de voir, sans doute pour les mêmes motifs que ceux que je viens d'exposer. — E. Argand, les *Nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux* (*Mat. Carte géol. suisse N. S.*, XXXI^e liv. 1911, Taf. I).

Si à première vue les quartzites du Trias inférieur forment une masse compacte et homogène, un examen plus approfondi montre partout et à toutes les hauteurs dans ce groupe quelle a été son origine. Il suffit de voir quelques affleurements de quartzites pour acquérir la persuasion du peu d'homogénéité qu'ils présentent dans le détail. C'est en examinant les quartzites de la Meidenalp autour et au-dessus du lac que l'on contourne pour arriver au Meidenpass, immédiatement au-dessus de la série de Casanna, que l'on constate en plus grande variété que partout ailleurs et à des stades très différents, des quartzites d'habitus franchement gréseux et même conglomératiques par endroits.

Les grains de quartz de ces roches y sont encore très individualisés et les surfaces d'érosion ont un aspect très rugueux et presque vacuolaire, le ciment qui unissait les grains ayant disparu. La cassure en est très difficile, ce qui me paraît s'expliquer par l'enchevêtrement des grains primaires qui, n'étant pas comprimés et soudés entre eux, n'admettent que difficilement d'autre cassure que celle qui peut se produire le long de la surface de chacun d'eux. Au milieu de cette pâte grenue on trouve généralement, mais pas partout, réunis en zones, de gros cailloux de quartz rose — rubéfié peut-être — pouvant atteindre les dimensions d'un pouce. J'en ai trouvé surtout dans le voisinage du lac de la Meidenalp; ils sont parfois même d'un rouge vif et même couleur lie de vin. J'ai pu constater aussi quelques lentilles de carbonate de fer, et cela, à une distance verticale de plus de 100 mètres des premières assises de Trias calcaire. Au-dessous de ces grès incomplètement métamorphisés, il y a sur la Meidenalp quelques mètres de quartzites contenant d'épaisses lamelles de mica, d'une surface de plusieurs centimètres carrés au maximum, qui passent peu à peu aux roches que je viens de décrire.

Il ressort des faits qui précèdent que la période de transition entre les dépôts argileux (micaschistes actuels) et les quartzites compacts (sables, grès, conglomérats) a eu une phase finale plus brusque et plus rapide, faisant succéder en maint endroit aux derniers dépôts mixtes des dépôts tout à fait arénacés entremêlés par places à de véritables conglomérats et à des grès parfois grossiers.

On peut essayer de se représenter cet épisode en admettant plusieurs hypothèses toutes possibles.

Peut-être le continent situé au nord du géosynclinal a-t-il subi tout à coup un soulèvement relativement brusque, ou du moins rapide. Ceci aurait amené la mer et les cours d'eau à exercer une attaque énergique sur son ossature, dont les matériaux divers se seraient déposés à des époques pouvant être très différentes, au gré du réseau hydrographique, des courants marins et des conditions pélagiques et côtières locales, au-dessus des derniers sédiments argileux encore en suspension dans les parages au large de la côte.

Peut-être ce continent, a-t-il vu un brusque surcroît d'érosion, dont les causes climatiques, épéiorogéniques ou autres nous échappent, entamer profondément ses déserts, les drainer et déverser dans le géosynclinal par un régime torrentiel les cailloux de quartz roses qui abondent dans la partie inférieure des quartzites compacts. Peut-être les sédiments du Trias inférieur sont-ils dus à une action désertique locale et ont-ils été à peine remaniés par la suite, recouverts peu à peu par des sédiments marins provenant de la côte qui se retirait lentement vers le nord.

Ces zones gréseuses et conglomératiques abondent dans toute la masse des quartzites compacts. Elles sont toutefois toujours représentées de préférence à la base de cette formation et diminuent rapidement d'importance jusqu'à n'exister que de façon tout à fait sporadique vers le haut. Là, il m'a

semblé en beaucoup d'endroits pouvoir distinguer une zone d'une vingtaine de mètres en général et au minimum, mais pouvant par endroits dépasser de beaucoup ce chiffre, immédiatement au-dessous du Trias calcaire, où les quartzites assument un facies tout à fait compact, presque vitreux et absolument dépourvu de tout élément rose conglomératique, sans aucune exception connue de moi.

Ce type prédomine dans la zone des synclinaux du front de la nappe, zone attribuable déjà au flanc renversé, et surtout dans les parties plus internes de cette zone, en particulier dans le Val d'Anniviers, où, entre Fang et Vissoye, on rencontre des types excessivement compacts et peu schisteux, surtout dans les derniers affleurements au-dessus de la route avant d'arriver à Vissoye.

Plus au nord, dans toute la paroi de l'Illhorn, les quartzites conservent souvent le type compact, tout en admettant grand nombre de cailloux de quartz rose, mais les multiples et complexes anticlinaux de quartzites plus anciens et de micaschistes, qui lardent le Trias, font varier très rapidement la partie triasique des quartzites, partie à laquelle il ne faudrait pas attribuer beaucoup plus de la moitié de l'épaisseur totale.

Les deux sommets de la Bella-Tola sont taillés dans une épaisseur de 200 mètres environ de quartzites de type franchement triasique. Ils sont toutefois très peu compacts, surtout au sommet nord-ouest (3.001), et formés de lamelles ou plaques de quelques centimètres cimentées par des zones plus sériciteuses. Le même type se rencontre sur les points 2.932 et 2.958 au nord du Meidenpass. Plus au sud, sur l'arête qui va du Meidenpass au sommet 3.084 et dans la masse du Touno ils sont plus compacts, de même que dans le Meidenhorn; sur l'arête 2.716-2.961 ils diminuent déjà de compacité et d'importance. Sur l'arête Hôtel Weisshorn.

Rochers de Nava ils sont en général très compacts, tout en admettant de temps à autre des lits plus tendres.

Dans le massif Arête de Sorebois-Pointe de Tsirouc, l'épaisseur des quartzites ne dépasse pas 30 mètres; ils y sont en général moyennement compacts et présentent un passage très graduel aux quartzites de la série de Casanna. Il en est de même sur l'autre versant du Val de Moiry jusqu'au Scex de Marenda, le plateau du Pas de Lona, la Pointe de Lona et l'arête qui de celle-ci monte aux Becs de Bosson. C'est aux environs du petit col formé par la grande faille au sud-sud-est de ce sommet que j'ai observé le passage le plus lentement graduel aux types plus anciens, passage très difficile à suivre aussi dans tout le massif Becca de Lovégnoz-Rocs d'Orsival, où les quartzites reprennent une épaisseur de 150 à 180 mètres pour diminuer de nouveau rapidement vers le nord, tandis que sur le haut des montagnes du Marais et du Tsan ils atteignent à peine 30-40 mètres. Au nord d'Evolène les quartzites appartenant au flanc normal de la nappe ont une très minime importance, c'est par place seulement qu'ils dépassent 10 mètres.

CHAPITRE III

LA TECTONIQUE DE LA NAPPE DU GRAND SAINT-BERNARD

1. — LE GROUPE DES ROCS DE BOUDRI

L'allure tranquille et presque horizontale de la nappe cesse tout à coup dans les parages du Col de Forcletta, limite méridionale de mes levés. Outre les failles qui peuvent exister dans le massif formé par les sommets 3.037 et 3.047 au sud du col et outre un plongement des strates vers le nord-ouest dans cette région, cinq failles, à partir du col, contribuent à faire descendre de plus de 300 mètres la surface de la nappe dans un très court espace. Les deux entailles formant la « forcletta » du col de ce nom me semblent être les deux failles les plus importantes des cinq, bien que leur rejet, qui n'affecte que des sédiments homogènes de la série de Casanna, ne puisse pas être apprécié. La faille suivante vers le nord a aussi un rejet dont l'importance échappe à l'investigation et ramène les quartzites du Trias de la couverture de la nappe contre les schistes de Casanna, à quelque 20 mètres au-dessus du col. 15 à 20 mètres plus loin la quatrième faille, à peu près verticale, ramène, par un rejet d'environ 30 mètres, les schistes lustrés contre les calcaires dolomitiques de la couverture; la cinquième faille observée 30 à 40 mètres plus au nord a une importance un peu moindre que la précédente.

A ce régime de failles succède un faisceau anticlinal de

plis couchés dirigés presque horizontalement vers le nord-ouest, supportant toute la masse des deux Rocs de Boudri et prolongeant leurs digitations extrêmes jusque dans la paroi est du sommet 3.084 et dans le Meidenhorn. A ce faisceau s'oppose au nord et semble lui faire contrepoids, le pli en retour du Meidenhorn. J'appellerai, pour éviter de longues circonlocutions, tout ce complexe *région des Rocs de Boudri* et je le subdiviserai dans les unités tectoniques suivantes :

- a) Pli couché supérieur ou *pli couché de Kaltenberg*.
- b) Pli couché moyen ou *pli couché de Plumatt* et sa digitation secondaire de moindre importance.
- c) *Pli couché de la base du Meidenhorn*.
- d) *Pli en retour du Meidenhorn*.

a) **Le pli couché de Kaltenberg**

Au point de vue de la masse et de la longueur, le *pli couché de Kaltenberg* dépasse de beaucoup les autres unités ; en réalité c'est un faisceau de replis et de digitations secondaires.

Le flanc normal de ce pli couché, après avoir dépassé le régime de failles de Forcletta, envoie sous tout le massif formé par le sommet sud du Roc de Boudri deux lames anticlinales de Trias calcaire, d'une longueur de 300 mètres environ, qui, puissantes de 3 à 5 mètres chacune, vont en s'effilant dans les schistes lustrés. Au-dessous de ces lames triasiques, la grosse masse de l'anticlinal procède avec une allure horizontale tranquille pendant 400 mètres environ ; puis, au moment où les strates commencent à s'incurver, un couloir d'éboulis descendant du col entre les deux sommets du Boudri cache la charnière qui doit se relier au-dessous à la charnière suivante. Celle-ci est nettement observable sur l'autre versant du couloir, où le Trias calcaire contourne un

noyau formé de quartzites du Trias. Peu de mètres plus au nord, une nouvelle charnière plus petite, mais semblable à la précédente, fait descendre encore davantage le niveau du flanc normal, puis, après avoir contourné l'arête ENE du sommet 3.076, quatre petites charnières de Trias calcaire affleurent juste à la limite entre les schistes lustrés et les éboulis. Ces charnières accompagnent la digitation principale qui se dirige vers la grande faille du col séparant le sommet 3.076 du sommet 2.961. A l'ouest de ce col, l'arête NNW du sommet 3.076 découpe le pli couché de Kaltenberg qui est formé à cet endroit de deux puissantes digitations, séparées par un synclinal de schistes lustrés large de 5 à 6 mètres, qui produit un replat entre les deux parois abruptes formées par les roches triasiques.

Le synclinal ne doit pas, à mon avis, se prolonger fort loin au sud, mais il est caché déjà à quelque 10 mètres au sud du versant ouest de l'arête par une suite ininterrompue d'éboulis. La digitation supérieure, formée de quartzites supportant un mince niveau de Trias calcaire, qui manque à son flanc renversé, possède sur l'arête une épaisseur de 70 mètres approximativement ; la digitation inférieure atteint 40 à 50 mètres. Cette dernière possède 3 à 4 mètres de calcaires dolomitiques sur ses deux flancs ; son flanc renversé, après avoir traversé presque 500 mètres d'éboulis, passe dans le versant septentrional du rocher 2.824 : les calcaires triasiques y atteignent environ 10 mètres d'épaisseur, les schistes lustrés y sont tout à fait verticaux. En suivant le flanc normal du pli couché dans la petite vallée du Visivi (Capaté de l'ancienne édition de la carte, Chaux-de-Touno des habitants), on le voit arriver, à travers quelques petits affleurements de calcaires perçant les éboulis, au point 2.747 où les quartzites triasiques supportent une faible épaisseur de calcaires. En arrière, mais au-dessus

de ceux-ci, il reste une faible épaisseur de schistes lustrés. Les trois replis anticlinaux du versant oriental se répètent probablement au-dessus de ce point sous les éboulis, pour aller rejoindre les affleurements restreints qui se trouvent peu au-dessus du chemin menant du point 2.747 au Pas de Forcletta.

En revenant au cœur du pli couché de Kaltenberg, sur le versant est, il reste à parler de la charnière, que l'on voit au-dessus du torrent de Kaltenberg dans les schistes de Casanna et qui montre l'axe du pli. Au-dessous du flanc renversé, vient immédiatement se placer une petite bande de schistes lustrés, de très faible épaisseur, au-dessous de laquelle se trouve un repli secondaire du pli couché de Kaltenberg, formé de quartzites triasiques, séparés des schistes lustrés par une mince bande de calcaires et reposant sur un synclinal de Trias calcaire, dont la charnière terminale affleure un peu plus au sud. Ce synclinal sépare le pli couché de Kaltenberg du pli couché de Plumatt.

Digitations frontales du pli couché de Kaltenberg. — Malgré la difficulté extrême du raccordement, difficulté causée par les failles à très fort rejet qui accidentent toute l'arête 2.961-3.084, je crois pouvoir attribuer au pli couché de Kaltenberg les deux puissantes lames triasiques qui se ferment dans la paroi sud-est du massif 3.084. L'analogie me semble très grande entre les deux digitations du pli qui affleurent sur l'arête NNE du sommet 3.076 et ces deux plis frontaux, qui seraient d'ailleurs fort difficilement attribuables à une autre racine. Le pli inférieur, après avoir débuté avec une épaisseur assez considérable — une cinquantaine de mètres — se réduit brusquement à un tiers environ de son épaisseur primitive et, vers son extrémité, se divise en deux digitations qui conservent une allure générale presque horizontale et vont se terminer dans un couloir très

proche de l'arête est du sommet 3.084 avec une visible convergence. C'est seulement entre ces deux digitations qu'il existe une quantité appréciable de calcaires triasiques; ailleurs, je n'ai pu, à distance — car l'accès de cette paroi serait fort difficile — le constater avec certitude. Séparé par un étroit synclinal de schistes lustrés, le second pli s'avance presque horizontalement et presque aussi loin vers le nord que le premier. A la différence de celui-ci, les calcaires dolomitiques y sont visibles sur tout le pourtour, bien que le long du flanc renversé ils soient très réduits. Ce pli, épais au début de presque 30 mètres, se renfle presque immédiatement pour former un repli qui a dû être schématisé sur les profils, mais dont la vraie nature est d'une sinuosité très complexe, pour repartir ensuite beaucoup plus étroit se fermer en une belle convergence près de l'arête est du sommet 3.084.

Je crois pouvoir attribuer au pli inférieur un petit affleurement de quartzites, près du col où descend cette même arête; la masse de calcaires dolomitiques marquée sur le versant sud-ouest du massif 3.084 me semble aussi représenter la partie frontale de l'un des deux plis, probablement du supérieur. Entre cette partie frontale de l'anticlinal de Kaltenberg et la masse principale, sur l'arête descendant à l'est du point 2.961 vers le point 2.716, se trouvent deux lames anticlinales: l'inférieure est en quartzites triasiques entourés de part et d'autre de calcaires; la supérieure est formée de produits plus feuilletés et sombres attribuables à la série de Casanna, également entourés de chaque côté de calcaires triasiques. Il me semble très naturel de considérer ces deux lames comme reliant les tronçons frontaux du pli à sa masse et la présence dans l'un de schistes de Casanna s'explique aisément si l'on admet la possibilité qu'une lentille de sédiments un peu plus anciens se soit trouvée pincée

et transportée plus loin et que le laminage intense ait supprimé ou même légèrement métamorphisé les quartzites en cet endroit.

b) Le pli couché de Plumatt.

Le pli couché moyen, que j'appelle *pli couché de Plumatt*, s'élance vers le nord, à partir du synclinal de calcaires triasiques du haut de l'alpage de Kaltenberg dans une direction tout à fait horizontale. Les quartzites triasiques y sont abondamment représentés, les calcaires diminuent rapidement vers le nord, jusqu'à ne former qu'une pellicule rougeâtre autour de la charnière frontale du pli dans le Meidenhorn. Il traverse vers 2.720 mètres l'arête ouest-est, allant du point 2.961 au point 2.716, passe sous le Quaternaire dans une partie du haut de la petite vallée de Plumatt et reparait avec sa belle charnière frontale dans le prisme de Meidenhorn. Pressée contre le pli en retour dont il va être question, la masse des quartzites s'incurve vers le bas par deux replis et, par une courbe assez brusque, elle se replie définitivement vers la racine, tandis que les schistes de Casanna au centre, se coincent rapidement dans le bloc principal après avoir formé la presque totalité du petit massif crénelé situé à l'est du sommet. Le flanc renversé du pli revient jusque presque sous le point 2.716 et, avant la fermeture du synclinal, on trouve dans une arête rocheuse descendant de ce point, une faible bande de calcaires triasiques supportés par un bloc de schistes lustrés.

c) Le pli couché de la base du Meidenhorn.

Supportant, aux environs du point 2.618, deux petits restes du synclinal de schistes lustrés, la nappe repart en avant en formant la pente qui sépare les deux plateaux de la

vallée de Plumatt et supporte le point 2.618. En arrivant dans le massif du Meidenhorn, elle lance en avant un dernier petit pli couché, qui va se perdre dans les éboulis du versant nord du Meidenhorn et est formé de quartzites entourés de calcaires triasiques. Sous ces calcaires dolomitiques on trouve une mince épaisseur de quartzites, reposant sur la grosse masse des schistes de Casanna qui se continue vers l'ouest pour former le socle rocheux qui supporte le bloc du Meidenhorn sur le versant de la Meidenalp. Ici prend fin le régime de plis couchés vers le nord, remplacé comme contre-partie, je dirai même par réaction, par le *pli en retour du Meidenhorn*.

d) Le pli en retour du Meidenhorn.

Cet accident tectonique singulier, dont j'essayerai par la suite d'expliquer le rôle et la cause, semble prendre naissance dans les éboulis au NNE du sommet du Meidenhorn, vers lequel on ne voit plus monter que les derniers vestiges de la charnière, suivis du flanc normal renversé du pli, qui s'adapte étroitement, à peine séparé par un mince synclinal (parfois presque supprimé) de schistes lustrés, au pli couché de Plumatt. Comme celui-ci, il est recouvert, dans la partie conservée dans la paroi du Meidenhorn, d'une mince croûte de Trias supérieur. Pour ce pli, le tectonicien doit bien se louer de l'érosion, car elle a conservé justement dans le bloc du Meidenhorn les magnifiques charnières par lesquelles on voit le pli renversé se relever à nouveau et repartir vers le nord-ouest. Outre ces charnières, sur l'arête ouest, à moins de 2.860 mètres, un très mince synclinal de schistes lustrés de 2 mètres à peine indique la violence de ce repli. Ce petit synclinal se poursuit de l'ouest à l'est, sur les deux parois nord et sud, tout au plus sur un tiers de la largeur

de la pyramide terminale, en s'effilant. D'après le mouvement des charnières, on peut supposer avec vraisemblance que le pli renversé ne se continuait pas plus loin que 100 mètres environ vers le sud, avant de revenir sur lui-même.

Le Meidenhorn nous a réservé de nouveaux détails intéressants sur la partie terminale, deux fois renversée, du pli. Celui-ci émet contre le nord, à proximité de la charnière terminale sud, une petite digitation de quartzites qui, dans le bloc conservé, atteint une épaisseur de 3 à 4 mètres. Les calcaires dolomitiques prennent, depuis la charnière, une réelle importance ; ils séparent la masse du pli de sa petite digitation, avec une épaisseur de 4 à 6 mètres (série redoublée) et forment une sorte de petit chapeau posé en travers vers l'est, au sommet même (approximativement 2 à 3 mètres d'épaisseur). Cette digitation du sommet ne se poursuit pas ailleurs apparemment, mais le pli lui-même va se planter dans le massif sans nom situé sur l'arête Meidenhorn — 3.084, en deux digitations. La supérieure, plus importante, est en quartzites recouverts, vers le haut seulement, d'une faible épaisseur de calcaires dolomitiques ; l'autre est une fine lame calcaire plantée dans les schistes lustrés. Au-dessous de celle-ci, le pli renversé se relie à la surface de la nappe avec une allure subhorizontale, recouvert d'une épaisseur croissante vers le nord de calcaires du Trias. Sur la paroi sud du Meidenhorn seulement, la paroi nord étant envahie par les éboulis, on constate une lame de schistes de Casanna se coinçant dans les quartzites, assez près de la racine du pli.

HYPOTHÈSES ET CONCLUSIONS SUR LE GROUPE DES ROCS DE BOUDRI

Une question longtemps inexplicable a été pour moi celle

de la continuation, vers l'ouest, du pli couché de Plumatt et du pli en retour du Meidenhorn : nulle part, sur le versant ouest, on ne trouve un accident tectonique rappelant, même vaguement, ces deux plis. Tant que le problème a été considéré dans ses étroites limites, il m'a semblé impossible de trouver une solution quelconque logique. Ce n'est qu'en m'occupant de problèmes d'un ordre supérieur et plus général, qu'il m'a semblé percevoir une solution assez satisfaisante. C'est, encore ici, la Nappe de la Dent Blanche qui est le centre du problème. Comme il ressort des travaux de M. Argand ¹, grâce à la rapide diminution de l'influence exercée sur la nappe de la Dent Blanche (VI), par la résistance lointaine du Massif du Mont-Blanc, la nappe VI se couche toujours plus, et en même temps avance plus loin au nord, jusqu'à atteindre le maximum conservé par l'érosion et fort probablement le réel maximum, alors inconnu de ce savant, dans le massif des Rocs de Boudri et précisément dans le dernier lambeau du sommet 3.084. Certainement l'influence de l'épaisseur décroissante des sédiments mésozoïques de la Zone du Combin joue, elle aussi, un rôle important, et il serait peut-être intéressant de rechercher si la diminution progressive d'épaisseur que subit la Zone du Combin, diminution trop importante pour être attribuée seulement à un laminage tectonique, ne joue pas un rôle plus grand qu'il ne peut paraître au premier abord, dans la montée axiale (prise en général) qui soulève peu à peu les Alpes vers le nord-est pour nous montrer au Simplon les nappes les plus profondes.

Si l'on tient compte du fait qu'en général les massifs montagneux tendent à conserver une même altitude moyenne

¹ E. Argand, *Exploration géologique des Alpes Pennines Centrales*, p. 57 et suivantes. — *Les Nappes de recouvrement des Alpes Pennines*, pl. I.

des sommets et si l'on suppose que tel a été le cas pour les Alpes au début de leur soulèvement, alors que les nappes n'étaient pas encore entamées ou presque pas, on est amené à admettre que le synclinal du Combin et naturellement les synclinaux supérieurs, et peut-être aussi les nappes, avaient une épaisseur décroissante de l'ouest à l'est. Ce fait aurait donc produit une pression verticale toujours moindre et une plus grande facilité de mouvement en allant vers le Simplon et peut-être aussi, joint à l'influence des massifs obstacles, joué un rôle dans l'incurvation axiale de la chaîne alpine.

Je ne crois pas trop osé de considérer jusqu'à nouvel avis les lambeaux prasinitiques du groupe du Boudri comme une saillie en avant maximum de la nappe de la Dent Blanche, saillie s'avancant fort rapidement par rapport aux territoires voisins et, par suite de son bas niveau tectonique, comparable dans une certaine mesure comme effet à celui du soc d'une charrue¹. L'effet produit par l'avancée de cette pointe de la nappe labourant la mince zone mésozoïque et, à travers celle-ci, la nappe du Grand Saint-Bernard, a dû se traduire par la production de rides concentriques au phénomène causal. Ces rides, dues à une cause restreinte, ne peuvent s'étendre que fort peu et en diminuant rapidement d'importance, de part et d'autre de la cause productrice : je me les représente semblables aux rides produites sur la surface d'un lac par un bateau se mouvant avec une certaine rapidité. Outre cette cause de faible étendue latérale, si la pointe de la nappe de la Dent Blanche s'est étendue à cet

¹ Il n'est question, dans ce qui précède, que de l'étendue prise par la nappe de la Dent Blanche *sur un plan horizontal*. Selon toute vraisemblance cette nappe ne doit présenter aucune saillie appréciable, si l'on considère la *surface gauche* de son flanc renversé.

endroit, c'est que celui-ci possédait déjà, peut-être, la forme la plus favorable à la recevoir, avant même son arrivée : la forme d'un ensellement. Un second réseau de plis perpendiculaires à la courbe de cet ensellement rencontrait de fortes difficultés à s'établir.

La résistance rencontrée par la nappe du Grand Saint-Bernard plus au nord, due aux massifs obstacles du Mont Blanc et de l'Aar, concourait tout naturellement à former de nombreuses rides frontales autour du nouveau poids survenu. Cette résistance empêchait la surface de la nappe de céder par écoulement et la disposait au plissement. Bien entendu, il ne peut s'agir, à propos de ce phénomène de détail, que du mouvement relatif des deux nappes.

Je crois pouvoir résumer mes idées sur les phénomènes de la région du Boudri en comparant ce qui s'est passé à la surface de la nappe du Grand Saint-Bernard au phénomène des nappes entières lui-même : ici comme là, la matière a jailli entre deux résistances tendant à se rapprocher et elle a jailli sous des formes différentes présentant en petit l'image des nappes.

Modifications latérales des plis couchés de Kaltenberg et de Plumatt. — Dans sa partie conservée, le pli couché du Kaltenberg ne subit pas d'importantes modifications, mais celles-ci ont pu se produire dans la partie surplombant autrefois l'Alpe de Plumatt. Le pli couché de Plumatt subit au contraire, autant que l'on peut le supposer dans la partie aujourd'hui existante, l'influence de la nappe incombante : il diminue brusquement dès qu'elle ne se fait plus sentir. Fortement développé au Meidenhorn, il ne laisse aucune trace de son existence à l'ouest de l'arête principale et encore moins dans les parages des Rochers de Nava. Cette rapide disparition me porte à considérer ce pli comme une

ride laminée et écrasée par une avancée ultérieure du massif incombant et s'effaçant rapidement, sans doute par un accroissement graduel du rayon de courbure de l'anticlinal, dès que cesse l'influence du massif supérieur. Dans l'état actuel de mes connaissances, je ne saurais voir une explication plus plausible.

Modifications latérales du pli couché du Meidenhorn. —

Le pli en retour du Meidenhorn subit la même rapide disparition, ou plutôt la même modification profonde. Le travail érosif, de même que le rôle tectonique de ce pli, ont été bien plus favorables à mon essai d'explication. Le lobe avancé de la nappe de la Dent Blanche, après avoir poussé en avant une partie de la masse de la nappe sousjacente, après avoir plissé et laminé cette matière (plis de Kaltenberg et de Plumatt), cesse d'avancer et en même temps le maximum d'adaptabilité de la nappe du Grand Saint-Bernard est dépassé. Pressée entre la masse qui l'écrase et tend à la faire avancer et les obstacles frontaux, la surface de la nappe, trop grande pour l'espace qui lui est concédé, se renverse en arrière et cherche à dépasser par le haut l'obstacle incombant. Elle y parviendrait, si à ce moment la poussée ne se ralentissait pas notablement. D'autre part, là où le soc de la charrue ne passe pas, une partie de la matière se déverse et en même temps les plissements, n'étant plus soutenus par aucune poussée, étant même détruits en partie par l'effet de la poussée latérale de la masse supérieure, se modifient rapidement en devenant des dômes anticlinaux de faible courbure. Telle me paraît être l'histoire du pli en retour du Meidenhorn et, dans cette hypothèse, son brusque coude s'explique par un arrêt suivi d'une recrudescence de poussée. Latéralement, le pli couché, long pourtant au Meidenhorn, si on le déplie, de presque 600 mètres, se raccourcit en s'épaississant, jusqu'à perdre le caractère

de pli et à devenir le renflement des quartzites triasiques aux Rochers de Touno et aux Rochers de Nava, autrement inexplicable. Ainsi s'expliquerait la différence de niveau tectonique existant entre la paroi est des Rochers de Touno et l'arête principale 3.084-Meidenpass-2.932, cette dernière subissant encore une pression verticale, celle-là une pression latérale seulement. Le même phénomène devait se produire d'une façon analogue quelque part au-dessus de la vallée de Tourtemagne.

Conclusions. — Cette hypothèse montre aussi nettement, que l'apparente montée axiale vers l'ouest, que subissent les sédiments mésozoïques, est due simplement au refoulement latéral de matière causé par l'avancée de cette protubérance de la nappe de la Dent Blanche; en même temps, pour peu qu'on l'admette, on se rend compte de l'inanité des essais de raccord, même à très faible distance, dans une région soumise à de si diverses influences, dont les plissements ne sont que des remous produits par l'avancée de la nappe elle-même en premier lieu, puis par la lutte contre la nappe de la Dent Blanche d'une part, le massif obstacle du Mont Blanc et le massif obstacle de l'Aar, de l'autre.

Si l'on parvient à se représenter dans l'espace ces divers éléments, on pourra se rendre compte de tous les genres de différentes déformations qu'ils ont dû produire, soit dans le sens transversal, soit même dans le sens longitudinal de la nappe et du synclinal du Combin. Outre la localisation étroite très probable des phénomènes tectoniques, les raccords sont rendus presque impossibles par la déviation que subit, horizontalement et verticalement, la masse frontale de la nappe, en passant de la résistance du massif du Mont Blanc à celle toute différente du massif de l'Aar. Cette déviation se répercute sans doute bien loin en arrière vers le sud.

2. — LA RÉGION FRONTALE DANS LE MASSIF ORIENTAL

(Groupe *Bella-Tola-Illhorn*)

Après avoir dépassé la région accidentée des Rocs de Boudri, la surface de la nappe reprend une allure plus calme et le dos du pli renversé du Meidenhorn, de même que le dôme de Touno, se continuent vers le front par une cuvette largement ouverte et très évasée, jusqu'au Pas du Bœuf. Le long de l'arête séparant la Meidenalp des alpages de Saint-Luc (3.084-2.806-2.772-2.932), au-dessus des quartzites, on constate sept petits lambeaux de Trias calcaire dont plusieurs (trois) surmontés de jurassique, intéressants aussi au point de vue de la rapide diminution de l'épaisseur des calcaires triasiques dès le col 2.806. Les quartzites du Trias cessent d'affleurer le long de l'arête séparant la Meidenalp du Bortertthäli, s'étendant toutefois assez loin vers l'est dans le sommet 2.958 ; à leur pointe extrême vers le nord, dans le sommet 2.932 au nord du Meidenpass, ils se courbent assez fort vers le haut pour former le dôme du Pas du Bœuf, dont les détails ne sont guère appréciables au stade actuel de l'érosion. Un peu au nord du Pas du Bœuf, les quartzites redescendent pour former le groupe de la Bella-Tola, affectant lui aussi la forme d'une cuvette très évasée. Depuis l'arête nord du petit sommet (3.001) de la Bella-Tola, peu au-dessus du col, les quartzites du flanc normal disparaissent définitivement dans le massif oriental. De là jusqu'au col de l'Illsee, au sud de l'Illhorn, les schistes de Casanna affleurent en couches isoclinales, racines de toutes les nombreuses digitations frontales que la nappe devait porter jusque fort au loin vers le nord-ouest, disparues aujourd'hui.

Au-dessous de ce faisceau isoclinal viennent au jour les

digitations frontales du substratum dont les premières apparaissent déjà dans la paroi nord de l'Illhorn. De haut en bas on rencontre : le synclinal Illhorn-Emshorn, qui, après avoir formé la partie haute de l'Illhorn et la paroi supportant Ober-Illalp passe entre les deux Meretschihörner, traverse Ober-Meretschialp et coupe horizontalement l'Emshorn, peu au-dessous du sommet, pour se continuer sans doute fort loin au sud en dehors de mon territoire.

Fermant le synclinal, l'anticlinal du Meretschihorn est une étroite digitation de schistes de Casanna dans les quartzites du Trias ; après avoir traversé l'Illhorn à une altitude d'environ 2.400 mètres, il s'élance au nord en plongeant lentement dans cette direction. Sous celui-ci le grand synclinal de Chandolin avec ses quatre digitations calcaires dont une se poursuit fort au loin vers l'intérieur, d'une part au sud de Fang et de l'autre dans la paroi ouest du Meretschihorn. Ce synclinal se prolonge jusqu'au nord de Vissoye formant tout le fond du Val d'Anniviers et remontant sous le signal trigonométrique 2.340, dominant les Alpes de Tracui, sur le versant occidental ; à l'est il se continue jusque dans la Unter-Meretschialp, lardé par de nombreuses digitations de moindre importance et fermé enfin par le puissant anticlinal de Fang. Celui-ci surgit autour du village de Fang du fond de la vallée et on en retrouve des traces jusque sur le chemin Sussillon-Chandolin dans la première petite vallée traversée par ce chemin en montant. On le retrouve fort au nord dans le bas de la paroi septentrionale de l'Illhorn, où il s'effile, puis dans Unter-Illalp entre 1.610 et 1.670 mètres, le long du thalweg ; il reparaît autour des chalets 1.426 de Unter-Meschler déjà beaucoup plus important et accompagné de nombreuses digitations secondaires. Au-dessous, de nombreuses digitations moins élancées vers le nord continuent la gerbe frontale de la nappe dans les parages de Pletschen.

Agaren et Turtmann toutes fournies de Carbonifère avec une abondance croissante, à mesure que l'on s'approche du substratum.

3. LE MASSIF OCCIDENTAL

Le régime des failles de l'Alpe de Sorebois. — L'anticlinal du Scex de Marenda. — La cuvette de Lona. — L'anticlinal et la faille sous les Becs de Bosson. — La grande faille de la Montagne du Tsan — Les digitations des Roccs d'Orsival.

Aplanie ici aussi par le poids de la nappe de la Dent Blanche, cependant plus éloigné verticalement, la surface de la nappe avance dans ce massif presque droite, avec une légère ascension vers le nord, par l'Alpe de Sorebois jusqu'à l'arête nord-est de l'Arête de Sorebois ; là, analoguement à ce qui se passe au Col de Forcletta, survient un régime de failles qui font remonter rapidement la surface de la nappe. Celle-ci subit en outre à cet endroit d'autres déformations, dont je parlerai plus loin, avant d'arriver sur l'arête entre l'Arête de Sorebois et la Pointe de Tsirouc (2.795). De là elle redescend rapidement, à cause de la descente axiale très forte, vers la Gougra, où elle forme le seuil qui ferme l'Alpe de Torrent ; elle remonte ensuite, avec une légère ondulation, continuant régulièrement son mouvement tectonique, jusqu'au Scex de Marenda. Là, cesse l'allure tranquille, fait que j'attribue à la lutte entre la poussée exercée par la nappe de la Dent Blanche et la résistance frontale. Le sommet du Scex de Marenda constitue le front d'un pli couché du style de la région du Boudri, incomplètement formé à cause d'un arrêt prématuré de la cause formatrice, qui se trouvait en tout cas bien plus éloignée dans le sens vertical et probablement aussi en distance horizontale. Le style très différent l'indique d'ailleurs. Loin de moi, par là, l'idée de vouloir comparer et raccorder le Scex de Marenda à l'un des plis couchés de la région du Boudri. Au contraire,

et c'est le seul point commun d'une assez apparente réalité qu'il me semble voir dans toute l'étendue des deux massifs, je trouve frappante l'analogie entre le dôme du Scex de Marenda et le dôme du Pas de Bœuf. A cette analogie vient s'ajouter le fait, moins négligeable qu'on veut bien le croire, de la presque exacte continuité axiale (suivant l'axe général admis par moi) entre les deux phénomènes semblables.

Sur l'arête septentrionale, peu au-dessous du sommet, une faille décroche brusquement les quartzites du Trias qui continuent avec un fort plongement vers le nord, pour se redresser à la hauteur du plateau de Lona en une belle charnière très bien observable des environs de Grimentz, ainsi que celle qui suit dans les schistes de Casanna le changement de direction des quartzites près du sommet. Le plateau de Lona forme un vaste synclinal assez profond, dont le fond présente vers le milieu une légère ondulation anticlinale culminant vers le point 2.626, suivie d'une ondulation plus légère encore dans les parages du chemin montant au chalet de Lona. De là, la nappe repart vers le haut, en suivant approximativement la direction de la topographie : une petite incurvation synclinale avant le sommet et l'autre au sommet même de la Pointe de Lona donnent lieu à deux faibles affleurements de calcaires dolomitiques, de même qu'à un troisième sur l'arête se dirigeant vers les Becs de Bosson.

Au col situé au commencement de la pente terminale montant aux Becs de Bosson, vers 3.000 mètres, on trouve une grande faille regardant le nord, qui à ce point atteint un rejet de 300 mètres environ ; ce rejet diminue très rapidement vers l'ouest. Cette faille témoigne d'un effort de poussée relativement récent : les schistes lustrés de la Zone du Combin y butent contre les schistes de Casanna, tandis que, 1 kilomètre plus loin à l'ouest, au col situé à 3.000

mètres entre les Becs de Bosson et le sommet 3.054, les quartzites affleurent sur un court espace entre les calcaires triasiques surmontés de schistes lustrés. Coupée par de petites failles regardant toujours le nord, la nappe s'avance presque horizontale, d'une part jusqu'à un petit col situé au sud du sommet 2.912, sur l'autre arête jusqu'au col 2.703, placé entre la Maïa et la Becca de Lovégnoz. Ici une nouvelle faille très importante, avec un rejet vers le nord de 200 mètres environ, traverse toute la montagne du Tsan (haute vallée de Rêchy) pour se poursuivre jusque fort bas dans la Montagne du Marais, où le rejet peu à peu diminue d'importance. Cette grande faille produit le seuil de schistes de Casanna qui supporte le lac de la vallée de Rêchy et fait buter aux deux cols les quartzites du Trias contre les schistes lustrés ; dans le haut de la Montagne de Marais, on voit même, l'un très près de l'autre, un affleurement de schistes de Casanna et un de schistes lustrés. Au col 2.703, une petite faille secondaire ramène momentanément une seconde fois un petit bloc de schistes lustrés contre les quartzites.

Dans le groupe des trois Rocs d'Orsival, au col entre le sommet central (2.855¹) et l'oriental (2.831), une étroite lame de cornieules s'insère verticalement sur une longueur de 20 à 30 mètres et se continue ensuite sur l'arête orientale du sommet central par un petit lambeau de la même roche ; puis elle pénètre définitivement dans la topographie, au col entre le sommet central et le sommet occidental (2.840 approximativement²). Ce dernier sommet est formé de schistes lustrés que percent deux digitations principales de Trias supérieur (gypse prédominant et cornieules), qui se continuent dans le col 2.741 au

¹ Carte du Valais, publiée par le C. A. S., 1/50000.

² Hauteur mesurée à l'altimètre par l'auteur.

sud-ouest et dans la pente au-dessous de celui-ci dans la vallée de Réchy, formant sur l'autre versant le dernier plateau de la Montagne du Marais. Puis la couverture triasique sort de l'arête principale ; près du sommet 2.694, un petit bloc de cornieule indique le mouvement tectonique, tandis que vers l'ouest le Trias supérieur, en passant par le point 2.631, s'enfonce sous le Quaternaire pour ne reparaitre, très mince, que dans les parois du Mont Gautier.

Le sommet 2.694 de l'arête Anniviers-Réchy forme un petit anticlinal de quartzites sous lequel repasse une bande de cornieules, répétée plus au nord par une faille possédant un rejet regardant le nord de près de 80 mètres. C'est le dernier vestige de Trias de la couverture sur cette arête ; les quartzites s'arrêtent au-dessus du col appelé sur la carte *la Brenta*.

Dans l'arête opposée de la vallée de Réchy, au mont Gautier, la surface de la nappe subit une inflexion anticlinale de faible envergure suivie d'une incurvation opposée ; au col entre le Mont Gautier et le Mont Noble les quartzites cessent ; le Mont Noble lui-même est en schistes de Casanna d'abord horizontaux, puis, dans les parages du sommet, plongeant progressivement vers le nord. Le sommet de la Tour de Bonvin est de nouveau formé de quartzites blancs compacts, selon toute vraisemblance triasiques, plongeant, eux-aussi, légèrement vers le nord.

Dans l'arête Anniviers-Réchy, les schistes de Casanna sortent isoclinalement dans toute la longueur comprise entre la Brenta et environ 50 mètres au-dessous du signal trigonométrique au point 2.340, reposant sur les quartzites du synclinal Emshorn-Illhorn dans lesquels, sur le chemin montant de l'Alpe de Sigeroula à l'Alpe Tracui, on trouve à différentes hauteurs des lames triasiques calcaires, cœur du synclinal.

4. PHÉNOMÈNES TECTONIQUES PARTICULIERS ET RACCORDS ENTRE LES DEUX MASSIFS

Comme je l'ai déjà dit au commencement de cet exposé, je considère comme illusoire et cause possible d'erreur l'essai de vouloir établir d'étroits raccords entre les petits phénomènes tectoniques existant de part et d'autre de la Navizence. Toutefois, en faisant bien entendu les plus amples réserves sur la valeur de ces vues personnelles et subjectives, je crois voir quelques raccords plausibles dans lesquels il me semble trouver un minimum d'éléments défavorables. En particulier, ils suppriment à peu de choses près l'hypothèse hasardeuse et difficile à prouver de déviations importantes de la direction alpine normale NE-SW.

Je considère le groupe tectonique des Rocs de Boudri comme un phénomène local et indépendant, dû à l'amincissement du synclinal mésozoïque et à l'avancée plus rapide et plus profonde tectoniquement du lobe Diablons-Boudri de la nappe de la Dent Blanche.

Je ne chercherai donc pas de correspondance à ce groupe, bien que, comme je vais le montrer, il y ait des phénomènes tectoniques analogues, mais dus à des causes différentes, comme lieu tectonique et comme mode d'action, de l'autre côté de la Navizence.

Il est bon, toutefois, avant d'aborder la question des raccords, de se représenter les phénomènes tectoniques particuliers et très complexes que produit dans toute la masse des nappes, et en particulier à la surface de la nappe du Grand Saint-Bernard, la cessation de la résistance plus lointaine du massif du Mont Blanc et le commencement de la résistance plus rapprochée du massif de l'Aar. En outre, il est évident que le substratum autochtone profond devait ressem-

bler fort peu à la surface plane que l'on peut se laisser aller à imaginer : ce devait être une surface gauche des plus accidentées — cause de beaucoup de répercussions dans les nappes incombantes, dont la valeur peut être considérable, bien qu'elle nous échappe presque entièrement. Les phénomènes de striction, qui ont eu lieu après l'effort de soulèvement principal, jouent aussi un rôle assez important.

Il est certain que la descente axiale, qui accompagne l'abaissement du massif de l'Aar et de son avant-pays, ne se produit pas régulièrement et uniformément. Surtout dans les parages où la résistance du massif du Mont Blanc commence à faire sentir son influence dans un sens différent, de graves perturbations doivent avoir lieu, sous forme de remous et de zones d'écoulement plus facile, transversales d'une façon quelconque à la direction de poussée (résultante des résistances composantes).

Il est bon pour comprendre l'importance et la complexité de ces phénomènes, de se représenter l'enchevêtrement compliqué qui doit se produire au *minimum maximorum* situé à la rencontre des deux massifs se croisant avec des plongements opposés. En particulier, il doit se produire des zones concaves de directions variées, séparées par des crêtes — le tout affectant la forme, aussi adoucie qu'on le voudra, d'un pays montagneux avec ses thalwegs et ses arêtes. Les nappes butées là-contre ont dû trouver des lignes d'écoulement plus facile de directions différentes entre elles et surtout différentes de la direction axiale alpine.

Perturbations transversales à la direction de poussée de la nappe. — N'ayant pas la prétention d'avoir élucidé ces problèmes très complexes, ni même de les avoir sérieusement abordés (la région étudiée par moi est trop restreinte pour fournir des éléments suffisants), je ne donnerai ici

qu'un aperçu sommaire de quelques faits, sans chercher à en établir les causes.

Les trois accidents transversaux de la nappe de la Dent Blanche au Besso et le long de la crête de Millon, indiqués par M. Argand ¹, se répercutent d'une façon moins profonde à la surface de la nappe du Grand Saint-Bernard, sous forme de trois ondulations divergentes et diminuant d'importance vers le nord, dirigées, bien qu'elles ne paraissent pas se propager en ligne droite, à peu près SSE-NNW.

La première produit une plus brusque descente du plan axial dans le versant oriental de la vallée de la Navizence, entre les Diablons et les Rochers de Nava et la rivière. Dans les parages au nord des Rochers de Nava, elle me semble diminuer rapidement d'importance.

La deuxième ondulation du plan axial, beaucoup plus sensible, est celle qui produit la remontée brusque, en direction transversale, que subit la nappe entre les failles de Biolec et la Pointe de Tsirouc, montée de presque 300 mètres, qu'on ne saurait expliquer par les plus hardies hypothèses de tectonique normale. Cette ondulation transversale me semble se continuer très affaiblie dans le groupe des Rocs d'Orsival qui, à mon avis, sont soumis eux aussi à une légère montée axiale vers l'ouest.

La troisième ondulation, que j'ai cru pouvoir admettre, passe par le sommet 3.058, situé entre le Sasseneire et le Scex de Marenda où, bien que je l'aie constatée dans les lames anticlinales triasiques, elle doit se propager dans la nappe elle-même. Vers le nord, elle se continue au delà du Pas de Lona sous les sommets 3.054 et 2.958, à l'ouest des Becs de Bosson.

¹ E. Argand, *Carte géologique du massif de la Dent Blanche* (M. Argand a bien voulu, en 1910-1911, me fournir oralement des explications plus détaillées sur les régions situées sur son territoire, explications dont je tiens compte ici).

Outre cela, un autre important phénomène vient encore modifier rapidement les circonstances de plissement. Il me semble très admissible d'attribuer en partie à la prolongation souterraine du massif de l'Aar, d'une de ses probables ramifications du moins, le gauchissement de la surface et en même temps l'épaississement dû à une résistance profonde, que subit la nappe dans le massif occidental, tandis que, dans le massif oriental, son écoulement est manifestement plus aisé et sa surface tectoniquement plus basse.

Cette modification très forte apporte de graves difficultés aux raccords, la quantité différente de matière ayant certainement influé différemment sur le style des plis. Toutefois, si la direction axiale moyenne est admise comme étant NE-SW, la zone comparable entre les deux massifs est de faible étendue. la plus grande part du massif occidental ne correspondant pas en direction axiale au massif oriental, mais à des parties plus septentrionales.

D'autre part, la région commune axialement est souvent dépouillée d'éléments de comparaison par l'action de l'érosion. J'ai déjà émis mon hypothèse au sujet du raccord entre l'anticlinal du Scex de Marenda et la coupole du Pas du Bœuf. Toutefois, le premier est certainement, puisqu'il n'y en a pas d'autre plus au sud, le reflux causé par la poussée vers le nord de la matière laminée dans la nappe elle-même, par le poids et le mouvement de la nappe de la Dent Blanche ; mais on peut aussi admettre la même hypothèse, quant à l'effet lointain et d'une certaine façon indirect, même pour le dôme du Pas du Bœuf. Ces deux anticlinaux sont suivis, d'une part, du synclinal de Lona ; d'autre part, du synclinal de la Bella-Tola, qu'il n'y a aucun inconvénient à prolonger l'un dans l'autre et dont la courbure est très comparable. La montée de la nappe vers la Pointe de Lona est déjà au delà de la zone comparable :

on peut, toutefois, admettre qu'elle s'amorce déjà au nord de la Bella-Tola et il est fort probable — le plongement vers le sud-est des schistes de Casanna l'indique — que ce mouvement augmentait en importance et se continuait sur une certaine étendue.

Je terminerai en cherchant à expliquer les deux grandes failles situées plus au nord dans le massif occidental par une poussée tardive venue du sud, probablement une tentative d'avancée de la nappe du mont Rose (V), ou à un affaissement des massifs obstacles situés au nord, combiné avec un phénomène de striction, ce qui mécaniquement produirait le même effet relatif. Ce mouvement aurait entraîné une partie de la nappe.

CHAPITRE IV

LA ZONE DU COMBIN

Ce nom a été appliqué, par M. Argand, à l'ensemble de la zone tectonique synclinale, *presque* entièrement constituée par des terrains secondaires, qui sépare les formations primaires de la nappe du Grand Saint-Bernard (IV) du noyau prétriasique de la nappe de la Dent Blanche (VI).

Cette zone a donc, malgré des raisons tectoniques et stratigraphiques nombreuses, surtout un sens géographique et terminologique, car rien ne la sépare exactement, vers l'intérieur, des zones synclinales comprises entre la nappe du Grand Saint-Bernard et la nappe du mont Rose (V), d'une part, et entre celle-ci et la nappe de la Dent Blanche, de l'autre.

M. Argand attribue à cette zone la bande continue affleurant le long du bord nord-occidental du Massif de la Dent Blanche, à travers les vallées de Tourtemagne, de Zinal, de Moiry, d'Hérens, d'Héremence, de Bagnes et d'Ollomont.

Cette zone se rattache vers l'ouest, en admettant des variations stratigraphiques nombreuses, au massif de la Grande Sassièrè et à toute la zone mésozoïque qui prolonge ce massif vers le sud.

Dans la partie pennine, M. Argand subdivise cette zone en trois groupes structuraux, jouant chacun un rôle tectonique différent, tandis qu'au point de vue stratigraphique ils restent comparables. Ce sont :

1° Un groupe inférieur, ou couverture secondaire normale de la nappe du Grand Saint-Bernard ;

2° Un groupe moyen entièrement formé de plis couchés venus du sud-est ;

3° Un groupe supérieur, qui comprend le flanc renversé mésozoïque de la nappe de la Dent Blanche, supportant sans limite tranchée son noyau prétriasique.

Cette subdivision, formulée plus spécialement pour la Zone du Combin méridionale, doit être modifiée pour la partie septentrionale de cette zone, du moins pour les parties septentrionales des vallées de Tourtemagne, d'Anniviers, d'Hérens et d'Hérémence.

Dans ces parties, en effet, à l'exception de la partie méridionale du groupe des Rocs de Boudri, qui sert de transition, le deuxième groupe de M. Argand cesse en général, remplacé par des plis couchés étroitement reliés à la nappe du Grand Saint-Bernard.

Les plis couchés du groupe moyen de la Zone du Combin méridionale sont généralement considérablement étirés, parfois même tronçonnés ; ils manquent assez souvent d'un noyau quartzitique, et sont exclusivement formés sur de grands espaces de calcaires dolomitiques en série redoublée.

Dans la partie septentrionale de ce groupe, par contre, les paquets de plis couchés possèdent, outre une épaisseur généralement de beaucoup supérieure, des noyaux centraux en schistes de Casanna, à leur partie la plus externe du moins. Qu'on les considère comme venant du sud ou comme plis en retour venant du nord, ils se différencient par leur caractère stratigraphique de parenté évidente avec le facies de la nappe sous-jacente et surtout par leur allure tectonique, leurs digitations et leurs plissements multiples.

Dans tout ce groupe moyen, les plis couchés pénètrent

profondément dans des masses beaucoup plus considérables de schistes lustrés.

Ceux-ci ne présentent jamais, à ma connaissance, dans ce groupe, des intercalations de prasinites. Toutefois, dans la partie septentrionale, et plus précisément immédiatement au sud du Pas de Lona, une grosse lentille de prasinites supportant une masse de serpentines également considérable, le tout ayant une épaisseur de près de 80 mètres, fait exception à cette règle.

Je considère ce phénomène exceptionnel comme ayant une importance considérable au point de vue de la localisation tectonique des lames triasiques qui lui incombent.

Il y aurait même lieu de considérer le groupe moyen septentrional de la Zone du Combin comme supérieur à son homologue méridional. Il ne cesserait pour cela d'être moyen, mais viendrait se relier au groupe méridional en se coinçant au-dessus de lui et même probablement déjà dans le groupe supérieur.

Il est impossible d'attribuer à la lentille de « *pietre verdi* » du Pas de Lona une parenté quelconque avec la nappe du Grand Saint-Bernard; il est d'ailleurs difficile à admettre que cette lentille ait pu parvenir à son emplacement actuel en parcourant le flanc apparemment normal des lames triasiques, qui se continuent au moins jusque dans les sommets dominant la vallée du Rhône, pour revenir ensuite dans une région aussi interne. L'hypothèse d'une mise en place plus tardive de ces lames, qui se seraient justement insinuées entre cette lentille et sa continuation inconnue vers l'intérieur, serait fort compliquée, sinon logique.

Outre les faits que j'exposerai en traitant de ces plis d'une façon détaillée, la situation de cette lentille me semble un fort argument en faveur d'une origine septentrionale et

renversée des plis complexes de cette région plus externe de la Zone du Combin.

STRATIGRAPHIE

Je parlerai des terrains de cette zone en suivant ses trois subdivisions tectonico-stratigraphiques :

1° La couverture secondaire de la nappe du Grand Saint-Bernard.

J'ai déjà exposé les raisons stratigraphiques qui m'ont fait considérer comme un tout unitaire les sédiments dont cette nappe est formée, jusque et y compris les quartzites du Trias inférieur. La description de ce niveau a de même été faite précédemment, je n'y reviendrai donc pas.

Le Trias calcaire. — La nappe du Grand Saint-Bernard, comme je l'ai définie, est recouverte en concordance par le Trias calcaire ou supérieur, constitué essentiellement par des calcaires dolomitiques, accompagnés par des masses restreintes et localisées de cornieules, de dolomies et de gypse.

Il n'a, jusqu'ici, fourni aucun débris fossile et il est douteux qu'une investigation très détaillée dans les parties tout à fait frontales, où cette formation semble être plus développée, puisse donner quelque résultat. Il est cependant permis, par les analogies avec d'autres facies mieux déterminables, de le considérer comme dépôt néritique.

Dans le détail, il varie d'épaisseur de façon fort complexe. Ces variations semblent être dues en première ligne à des causes tectoniques de pression, de laminage et d'afflux vers des parties plus favorables; cependant les causes stratigraphiques ne sauraient être négligées, en particulier le caractère néritique de cette formation.

L'épaisseur des calcaires dolomitiques est, en général, beaucoup plus grande vers la partie externe de la nappe et, en même temps, on peut admettre qu'elle croît aussi dans la région étudiée en allant vers l'est. Ce dernier accroissement surtout semble être dû à des causes tectoniques, car il a lieu en particulier dans des régions comme celle des Rocs de Boudri, où l'action tectonique a été particulièrement intense.

Ce niveau possède, dans les parties au NE du territoire de ma carte, de minces niveaux de schistes verts, rouges et charbonneux, analogues à ceux de la Zone du Val Ferret et à ceux de la couverture de la nappe de la Dent Blanche, au Mont Dolin. Leur emplacement les exclut cependant de la Zone du Combin, car ils appartiennent déjà au substratum de la nappe du Grand Saint-Bernard.

Comme pour les schistes de Casanna et les quartzites du Trias inférieur, le dépôt de facies néritiques continue dans le Trias supérieur à se produire d'une façon décroissante du nord au sud.

Tandis que dans le massif oriental les cornieules existent d'une façon tout à fait sporadique et en très petites masses, surtout près du contact avec les quartzites, le massif oriental présente le cas inverse. Le Trias calcaire de la couverture de la nappe y est représenté presque exclusivement par des cornieules et des dolomies, accompagnées de quelques masses de gypse et de très rares lentilles calcaires. Les masses principales de gypse se trouvent à l'arête NE de l'Arête de Sorebois et dans la vallée de Rêchy, entre le Roc d'Orsival le plus occidental et le point 2.912.

Dans la partie la plus fortement plissée du groupe des Rocs de Boudri, le Trias calcaire se réduit souvent, par places, à une mince pellicule de dolomie ocreuse. Cette pellicule existe fréquemment à la surface supérieure du Trias

calcaire lui-même, surtout dans les plis du groupe moyen de la Zone du Combin.

Les schistes lustrés.— Cette formation s'appuie en concordance et sans limite tranchée le plus souvent, sur le Trias calcaire.

Ils forment dans la zone du Combin la partie interne de la prolongation de ceux du Briançonnais, du Val Ferret et de la zone de Sion. Cependant, appartenant dans cette zone à une partie plus interne du géosynclinal, ils affectent en général un facies plus profond et les formations dont on peut supposer l'origine néritique y sont fort rares.

La bordure néritique, que nous avons constatée dans la partie septentrionale de la nappe au cours du dépôt des schistes de Casanna, des quartzites du Trias inférieur et du Trias calcaire, semble, au cours du dépôt des sédiments devenus actuellement les schistes lustrés, s'être reportée un peu plus au nord.

Des intercalations de quartzites, de grès et de brèches sont connues de moi dans les parties frontales du flanc renversé de la nappe, constituant la zone carbonifère, dite axiale.

A l'exception d'une petite masse quartzito-micaschisteuse constatée le long de l'arête septentrionale du sommet des Becs de Bosson, à mi-chemin environ entre ceux-ci et le point 2.912, il n'en existe à ma connaissance que de petites masses lenticulaires fort restreintes, dont une dans les parages du sommet 2.912 est évidemment en corrélation avec celle précitée.

Dans le groupe supérieur de la zone du Combin il en existe d'autres dont je parlerai en traitant de ce groupe.

Dans les régions voisines du massif du Simplon et dans la partie septentrionale de celui-ci d'assez nombreux

fossiles appartenant au Lias ont pu être découverts et déterminés. Il en est de même pour les environs de Sion. Dans la zone du Combin aucun fossile n'est encore connu, le facies plus profond et le métamorphisme plus intense rendent une pareille découverte fort difficile.

Le dépôt des schistes lustrés commence avec le Lias; tout au plus peut-on attribuer les premiers sédiments de ce facies au Trias tout à fait supérieur, dans les régions méridionales de la zone du Combin. Le terme le plus récent auquel ils peuvent appartenir est par contre fort indécis.

Leur analogie avec les schistes des Grisons (Bündner-schiefer) qui, eux, renferment d'autres fossiles jurassiques et même des fucoïdes du Flysch, formant ainsi une série allant du Lias au Tertiaire, permet d'envisager la possibilité d'attribuer à la partie haute des schistes lustrés un âge aussi récent.

Cependant il est à supposer que les sédiments crétaciques et tertiaires aient été enlevés par l'érosion ou par le charriage des nappes calcaires, dont la relation avec les noyaux prétriasiques est fort probable. Ces sédiments possèdent en outre un facies fort différent de celui des schistes lustrés. La possibilité d'une pénétration de sédiments forts récents dans les longs et étroits synclinaux mésozoïques séparant les nappes cristallines est d'ailleurs fort difficile à admettre tectoniquement.

Il sera donc prudent d'attendre des résultats ultérieurs plus probants, en admettant pour le moment, que dans les régions de la zone du Combin les schistes lustrés appartiennent au Jurassique en majeure partie et sans doute totalement.

2. — Le groupe moyen de la zone du Combin

Ce groupe ne présente au point de vue stratigraphique aucune différence notable d'avec le précédent.

Je ne puis parler ici des schistes de Casanna formant le noyau des plis de la partie septentrionale de cette zone, par le fait qu'ils n'ont pas encore été étudiés et que, outre cela, ils n'affleurent pas dans les limites de ma carte. Vraisemblablement ils sont constitués en grande partie par les quartzites chlorito-sériciteux feuilletés, facies local du haut de cette série.

Les quartzites compacts triasiques ne présentent pas, à ma connaissance, dans les limites de ma carte, le facies gréseux. Ils sont à l'ordinaire compacts et vitreux.

Le Trias calcaire est d'une façon générale formé de calcaires dolomitiques, parfois accompagné, à la surface des lames anticlinales, d'une mince pellicule de dolomie ocreuse ferrifère.

Les schistes lustrés ne se distinguent pas dans ce groupe de ceux du groupe inférieur. Il n'existe d'ailleurs évidemment entre eux qu'une limite purement conventionnelle.

Au point de vue tectonique, la séparation entre la partie méridionale et la partie septentrionale se fait dans les limites de ma carte, approximativement entre les deux Rocs de Boudri.

Sous le sommet méridional, deux lames triasiques anticlinales viennent s'effiler au-dessous du col séparant les deux sommets. Il est possible de les relier à la couverture normale de la nappe sous-jacente toute proche; on peut toutefois les considérer comme prolongements des plis couchés du Frilihorn. Parmi ceux-ci le pli supérieur est coupé par l'arête nord-ouest descendant des Diablons peu au-dessous du

point 3.103, tandis que celui immédiatement au-dessous vient se coincer dans le sommet 3.146 à fort peu de distance du Col de Forcletta.

Je parlerai de la tectonique de la partie septentrionale de ce groupe à la fin de ce chapitre.

3. — Le groupe supérieur de la zone du Combin

La partie supérieure de ce groupe forme le flanc renversé mésozoïque de la nappe de la Dent Blanche.

M. Argand le subdivise en deux sous-groupes :

a) Un sous-groupe constitué surtout par des schistes lustrés (calcschistes sériciteux avec quartz, albite et pigment charbonneux, accompagnés de calcaires cristallins). Ce sous-groupe semble être peu répandu dans le territoire de mes levés ; l'épaisseur moindre qu'y possède la zone du Combin et la proximité des deux nappes, que séparent environ 200 mètres de zone du Combin proprement dite, occupée en grande partie par les deux groupes précédemment décrits, rendent cette subdivision superflue.

b) Un sous-groupe stratigraphiquement inférieur au précédent et répondant, d'après M. Argand, pour une bonne part au Trias. On y rencontre : des calcschistes sériciteux, surtout au voisinage du sous-groupe a; des lentilles de marbres blancs, jaunes ou gris sériciteux et d'habitus triasique, auxquels on pourrait peut-être attribuer les lames de calcaires dolomitiques marqués dans le massif des deux Rocs de Boudri; enfin des quartzites sériciteux ou chloriteux pourvus de pigment noir.

Le groupe entier est constitué en majeure partie par des roches vertes : prasinites, amphibolites et serpentines, intercalées dans la masse des schistes lustrés.

Ce groupe forme sur le territoire de mes levés, outre le

substratum des lambeaux de la nappe de la Dent Blanche, dont je parlerai en traitant de ceux-ci, les parties méridionales des massifs Garde de Bordon-Sorebois et Pointe de Tsatey-Sasseneire. Dans ces parages, les intercalations prasinitiques, tout en diminuant en nombre et en quantité relative, augmentent considérablement en volume.

On y constate de haut en bas : la bande venant affleurer tout près du sommet 3.145, au nord de la Garde de Bordon ; puis les deux bandes parallèles, possédant chacune une épaisseur de 40-50 mètres, qui affleurent au-dessus du point 2.888 sur l'arête descendant au nord du sommet 3.145. Elles sont formées presque uniquement de prasinites dans ce massif et n'admettent que localement quelques lentilles restreintes de serpentines. Leurs homologues dans le massif de la Pointe de Preylet possèdent principalement des masses considérables de serpentines, entourées de minces bandes de prasinites. Elles affleurent, l'une, dans l'arête septentrionale de la Pointe de Tsatey, l'inférieure dans l'arête septentrionale de la Pointe de Preylet.

Au-dessous de ces deux bandes importantes, une ou deux bandes, tronçonnées en de nombreuses lentilles très espacées, passent dans l'Arête de Sorebois, l'Alpe de Torrent et dans le Sasseneire, à quelque 100 mètres au-dessus des lames triasiques. Entre ces lentilles et les bandes supérieures, j'ai constaté dans le massif de Sorebois, sur l'arête autour du point 2.888, une zone d'une trentaine de mètres, comportant de nombreuses intercalations de quartzites et de micaschistes appartenant au complexe des schistes lustrés.

LES PLIS COUCHÉS DE LA ZONE DU COMBIN SEPTENTRIONALE

Les phénomènes tectoniques affectant cette partie de la zone se trouvent être sans exceptions des dépendances laté-

rales de phénomènes grandioses, affectant les régions peu connues, situées à l'occident des territoires qui font l'objet de ce travail.

L'amincissement notable que subit la Zone du Combin dans mon territoire, les changements considérables qu'elle y subit par le passage assez rapide du domaine de l'influence du massif-obstacle du Mont Blanc, à celui du massif de l'Aar, rendent fort difficile l'essai de relier entre eux les rares *motifs* tectoniques conservés aujourd'hui. Comme, d'ailleurs, ils font logiquement partie d'ensembles bien plus grandioses, presque totalement inconnus pour l'instant, il serait prématuré d'en parler autrement que d'une façon fort sommaire, l'étude complète de chacun de ces phénomènes dans son entier pouvant seule être utile.

Dans le massif oriental, on ne pouvait revendiquer à cette zone que deux minces lames anticlinales de Trias calcaire s'implantant dans les schistes lustrés et possédant une *convergence vers l'intérieur*, situées sous le sommet du Roc de Boudri septentrional (3.076). Elles vont en s'effilant vers le sud et cessent dans les parages du col situé entre les deux Rocs de Boudri.

Leur position. leur manque de corrélation avec un phénomène quelconque plus méridional, me font envisager la possibilité de les considérer comme les dernières traces vers l'est du grand pli-lame du Sasseneire dont il va être question. L'exiguïté de la partie conservée par l'érosion ne permet d'ailleurs pas de prouver plus amplement cette hypothèse ou une autre quelconque.

Le pli-lame du Sasseneire. — Le massif occidental, plus rapproché de la partie principale de ce que l'érosion nous a conservé du phénomène. comportant d'ailleurs des restes plus abondants de la zone du Combin au-dessus de la nappe

du Grand Saint-Bernard plus enfouie, conserve des témoignages nombreux de plis-lames triasiques couchés et étirés à peu près parallèlement à la surface de la nappe. Les failles très importantes dont cette région est pourvue contribuent pour une bonne part à cette heureuse disposition.

Je poursuivrai les traces de ces phénomènes dans le sens même de la poussée de la nappe.

Le massif Garde de Bordon-Arête de Sorebois-Pointe de Tsirouc ne renferme aucune trace de lames triasiques anticlinales. Ce fait est de la plus grande importance et fournit l'un des arguments capitaux à l'hypothèse que je ferai prévaloir, celle d'une origine septentrionale et frontale de tout le complexe des lames triasiques, dans la région étudiée par moi et celles immédiatement occidentales.

En se rapprochant vers l'ouest de la masse principale du phénomène, on constate dans le massif Sasseneire — Becs de Bosson — Vallée de Rêchy, de nombreuses traces des lames anticlinales triasiques, malheureusement fort isolées entre elles.

Le groupe supérieur de ces lames pénètre dans l'arête septentrionale du Sasseneire, entre le sommet accessoire de celui-ci, et la pointe 3.036.

Les quartzites triasiques de la lame anticlinale reposent directement sur les schistes lustrés, les calcaires dolomitiques étant probablement supprimés dans cette partie par laminage. 15 à 20 mètres plus haut commence leur couverture de trias calcaire, qui atteint une épaisseur de 120 mètres environ.

Séparée par une étroite bande de schistes lustrés épaisse de 10 à 15 mètres, une nouvelle bande de calcaires dolomitiques pénètre dans le massif, parallèlement à la première. Traversant, sur la face est du Sasseneire, les éboulis-névés qui descendent de ce sommet, elle va se coincer dans le

replat dominant le point 3.041 où seulement les quartzites appartenant au cœur de la lame sont visibles. Aucune trace de sa prolongation, qui ne devait d'ailleurs se continuer bien loin, ne s'est révélée à mes investigations dans les parages du Lac de Zozanne. Sur la face occidentale du Sasseneire, elle se prolonge de même, parallèlement à la bande inférieure dont il va être question. S'effilant, elle disparaît dans les éboulis entre la paroi rocheuse dominant le petit massif 2.778 et le Col de Torrent.

La bande inférieure est bien plus importante. Sur la face orientale du Sasseneire, elle se continue sur un trajet de 600 mètres environ, entamée à sa base par des couloirs d'éboulis. Puis elle disparaît dans les pentes détritiques du Sasseneire tout comme la supérieure, ce qui nous masque les charnières complexes qui vraisemblablement agrémentaient cette partie. Tournant en un synclinal assez aigu autour de la petite masse de schistes lustrés au point 2.871, elle lance une mince digitation vers le nord. Celle-ci va former la partie terminale du sommet du petit massif 2.915, pour cesser bientôt, car il n'en existe pas de prolongation dans la pente située au delà de ce sommet.

S'abaissant par un jeu de charnières qui est un peu mieux visible sur l'autre versant, la bande principale du Sasseneire s'en va former la base de l'éperon rocheux 2.938. Les calcaires dolomitiques y sont déjà notablement réduits, tandis que les quartzites ont légèrement augmenté d'épaisseur. De là, laissant quelques petits affleurements subsister dans les terrains quaternaires bordant le petit glacier-névé situé à la base du massif 3.058, subissant vraisemblablement dans la partie cachée des replis multiples, la bande, considérablement amoindrie localement, s'en va passer entre les schistes lustrés de l'arête nord-est du massif 3.058. Elle n'atteint dans cette arête que 35-40 mètres d'épaisseur et

possède, de chaque côté, deux minces pellicules de corneille de quelques centimètres.

Puis, la bande s'épaissit à nouveau, avec réapparition de quartzites dans la partie centrale, pour s'étaler ensuite largement dans le complexe multidigité formant le bloc curieux marqué 2.777.

Au sud de celui-ci, fait considérable et analogue à celui que je viens de constater dans l'autre versant du Val de Moiry, elle cesse rapidement; seuls quelques petits affleurements, appartenant vraisemblablement à ses digitations terminales, apparaissent encore au nord du torrent principal de l'Alpe de Torrent, sans toutefois l'atteindre.

Il me semble fort hasardeux d'admettre une prolongation importante sous le Quaternaire, fort peu épais en ces parages, car, comme cela a lieu en face pour les schistes lustrés, une trace quelconque aurait vraisemblablement affleuré au bas de la pente, dans les parages du chalet 2.159 par exemple : on la retrouverait d'ailleurs sur le versant opposé.

Je passe maintenant au versant occidental. Découpée par des couloirs d'éboulis, la lame anticlinale triasique affleure sur ce versant en conservant son épaisseur et sa disposition, c'est-à-dire les quartzites surmontés de calcaires dolomitiques, en plongeant lentement vers le sud, jusqu'aux environs du bloc rocheux 2.778. A cet endroit, elle subit un repli assez brusque sur elle-même qui la fait descendre de l'équivalent de son épaisseur, après quoi elle forme la base du col entre la masse du Sasseneire et le point 2.778, lui-même formé de schistes lustrés. Cette partie nous montre fort probablement ce qui se passe sous le Quaternaire sur l'autre versant; elle correspond d'ailleurs axialement à cette région.

Une digitation de faible importance se perd dans le Quaternaire après avoir traversé le col dont il vient d'être question, tandis que la masse principale de la bande anticli-

nale contourne la base du bloc 2.778 en s'épaississant notablement. Cet épaississement affecte en particulier les quartzites, qui sont maintenant entourés de part et d'autre de calcaires dolomitiques.

Dans les parages de l'arête saillante qui descend du point 2.778 vers le torrent de Martémoz, un étroit synclinal de schistes lustrés pénètre profondément ces quartzites. Ceux-ci lancent une digitation, dont la partie visible atteint environ 700 mètres, dans une direction approximativement horizontale, le long de la base du massif 2.778. Cette digitation comporte à sa partie supérieure une zone de calcaires dolomitiques très développée.

La masse principale descend rapidement (ce fait n'est qu'apparent et dû à la très brusque descente axiale pouvant atteindre 40-50 degrés) sur Evolène, garnie à sa partie supérieure de Trias calcaire, qui forme quelques petites digitations, tandis que la partie inférieure, au-dessous de la masse de quartzites et cachée sous les éboulis, laisse subsister le doute sur la présence ou l'absence, dans le reste de la lame, des calcaires dolomitiques de la base. Les quartzites vont former les immenses rochers, atteignant par places plus de 300 mètres de hauteur, qui dominent la partie méridionale du village d'Evolène. Cette épaisseur considérable doit être diminuée, pour une grande part, du fait de la descente axiale très rapide. Ces rochers vont en diminuant de hauteur vers le sud, et la bande disparaît dans la plaine alluviale de la Borgne, sans contre-partie sur la rive opposée, soit à cause de la descente axiale, soit surtout à cause des immenses pentes d'éboulis et des régions écroulées de Lanna-Arbey, qui descendent jusque presque au thalweg.

Il est intéressant de constater la façon variable à chaque instant, dont le laminage a affecté ce pli-lame. Il passe

brusquement d'épaisseurs considérables à quelques dizaines de mètres, perd tantôt sa partie axiale de quartzites, tantôt ne garde que sa couverture de Trias calcaire. Il est cependant aisé à constater qu'il s'épaissit d'une façon générale dans ses parties occidentales. Ce fait doit être rapporté, selon toute vraisemblance, aux différences de pression subies. On a déjà fait ressortir cette différence de pression pour la nappe du Grand Saint-Bernard elle-même, dans les pages qui précèdent, et le pli-lame du Sasseneire ne fait que confirmer une fois de plus le fait établi.

Getty. — J'ai constaté à quelque 500 mètres au nord de ce hameau, sur le chemin menant à Evolène, une étroite zone de calcaires dolomitiques entourés de schistes lustrés n'atteignant que 4-5 mètres d'épaisseur. Je crois pouvoir lui attribuer le rôle de digitation tectonique. Cette lame, de même que les autres, est sans continuation vers l'intérieur des nappes; c'est du moins à présumer fortement, M. Argand ne la marquant pas sur sa carte de la Dent Blanche, qui s'étend jusqu'au hameau de Getty lui-même. Il est possible qu'il ne s'agisse, en l'espèce, que de l'extrême partie méridionale de la digitation du pli-lame du Sasseneire, que j'ai constatée dans les parages du point 3,041 d'une part, et au nord-ouest du Col de Torrent de l'autre. La descente axiale, excessivement rapide, permet toutefois même d'imaginer une lame supérieure, qui aurait eu sa place environ 50-200 mètres au-dessus du sommet de Sasseneire. C'est une question que seule l'étude détaillée du massif du Mell de la Niva et du vallon de Vouasson, situés immédiatement à l'ouest, permettra de définir.

La lame triasique du point 2.607 et des becs de Bosson.
— Sur l'arête partant vers l'ouest du point 3.036, contrefort

septentrional du Sasseneire, dans une encoche de l'arête, une masse restreinte de calcaires dolomitiques a été conservée par l'érosion. Nulle part, dans les rochers situés au sud ou à l'est de ce point, je n'ai pu en constater la prolongation et je dois admettre que le point terminal de ce pli-lame devait se trouver quelques mètres seulement plus à l'intérieur que la masse conservée elle-même. Ce point est d'ailleurs flanqué vers l'est d'une faille, dont l'importance à la surface de la nappe, quelques centaines de mètres au-dessous, n'atteint pas beaucoup plus de 100 mètres. Il est donc impossible de rattacher cette masse au pli-lame du Sasseneire, bien entendu à la partie conservée et indépendante de ce pli.

Concordant avec la direction possible de la digitation du point 2.607, si l'on supprime les effets de la faille qui l'abaisse, le sommet des Becs de Bosson présente *trois* fines aiguilles calcaires dans sa partie tout à fait supérieure. Les deux aiguilles principales ont reçu une forme presque cylindrique par l'action de l'érosion et forment les deux sommets des Becs de Bosson. L'oriental porte le signal trigonométrique et est côté 3.154 mètres, l'occidental est de quelques mètres plus bas. La hauteur de la masse triasique est d'environ 40-50 mètres. Sur l'arête orientale, à 20-30 mètres de l'aiguille principale, une petite aiguille-gendarme appartient aussi au Trias calcaire ; elle est d'un volume beaucoup moindre. Les strates sont presque horizontaux dans ces trois restes de la lame triasique.

Il n'y a aucun inconvénient à relier entre eux ces deux groupes de lambeaux pour en faire le flanc renversé d'une digitation inférieure. Cette manière de voir s'appuyerait d'ailleurs sur ce qui est déjà connu de la partie principale du phénomène dans les régions immédiatement à l'ouest des limites de ma carte.

Gerlach marque sur la carte au 1/100.000^e, tout contre la limite de la feuille, près de Flancmayer, des affleurements de quartzites et de calcaires dolomitiques qu'il a essayé de raccorder à la couverture normale de la nappe, située à moins de 100 mètres en dessous. J'ai observé rapidement moi-même ces affleurements qui ne me paraissent pas avoir *a priori* un lien quelconque avec la nappe sous-jacente. Tandis que celle-ci plonge d'environ 40 degrés vers le sud, ils sont presque horizontaux. D'ailleurs, comme les autres plis, ils vont en augmentant d'importance vers les régions externes, ce qui, géométriquement, permet difficilement de les raccorder à la nappe en ce point. Les quartzites y reposent d'ailleurs sur des calcaires dolomitiques, sous lesquels il existe peut-être quelques strates de schistes lustrés, ce dont je n'ai pu m'occuper, ignorant, lors de mon passage, l'intérêt qu'auraient eu en cet endroit des recherches très détaillées en dehors du territoire qui m'était assigné.

Cependant, comme il n'existe sur l'autre versant aucun phénomène de ce genre sur toute la pente allant de la Borgne jusqu'au point 2.607, une grande vraisemblance est donnée au raccord hypothétique entre ce dernier point et le flanc renversé du pli-lame aboutissant à Flancmayer.

Celui-ci se continue d'ailleurs vers le nord, en augmentant rapidement d'épaisseur et, toujours à cause du manque de phénomènes analogues sur l'autre versant jusqu'au sommet des Becs de Bosson, je n'hésite pas à tailler les aiguilles triasiques de ce sommet dans le même flanc renversé du pli de Flancmayer.

La Becca de Lovégnoz. — Au delà de la grande faille transversale de la vallée de Rèche (Montagne du Tsan), la Becca de Lovégnoz élève ses deux sommets, dont le méridional (2.906) est en schistes lustrés, tandis que le septen-

trional, un peu plus élevé, est formé, pour les derniers 50 mètres, de quartzites triasiques garnis à leur base de quelques mètres de Trias calcaire. Cette nouvelle lame anticlinale est d'allure sensiblement horizontale.

Dans l'état actuel des connaissances précises que l'on possède, il est impossible de rattacher ce phénomène isolé à quoi que ce soit.

Si l'on porte toutefois le regard sur l'autre versant de la vallée, où s'étale largement le pli de Flancmayen, marqué aussi par Gerlach, on est tenté de continuer à relier un versant à l'autre comme je l'ai fait jusqu'ici.

Le pli-lame de Flancmayen semble, dans ces parages, formé de la façon suivante de bas en haut : une mince bande de calcaires triasiques surmontés par peut-être 200 mètres de quartzites, surmontés à leur tour de quartzites chlorito-sériciteux de la série de Casanna ou même de micaschistes d'une épaisseur à peu près égale à celle des quartzites, dans lesquels est taillée la Pointe de Mandalon.

Toutes les probabilités sont donc pour une corrélation entre la masse anticlinale du sommet de la Becca de Lovégnoz et le flanc renversé du pli-lame de Flancmayen-Mandalon.

Sur l'arête septentrionale de la Becca de Lovégnoz, au nord du point 2.722, deux failles ramènent deux petites masses de constitution égale à celle de la Becca de Lovégnoz. Ce ne peuvent être que des parties de la prolongation du même pli, ou appartenant à des « sub-digitations » de celui-ci.

Je ne parlerai pas des hypothèses sur la prolongation et la possible corrélation avec les parties frontales de la nappe sous-jacente du pli-lame de Flancmayen-Mandalon, les renseignements que j'ai à ce sujet ne m'appartenant pas en propre et n'étant pas publiés.

J'ajouterai seulement mon hypothèse sur la prolongation du pli-lame du Sasseneire, qui, comme on va le voir est vraisemblablement complètement distinct du grand pli-lame inférieur.

La modalité de cette prolongation sautera d'ailleurs aux yeux en examinant les feuilles géologiques XVII et XXII au 1/100.000^e, par Gerlach. De même, on verra dans la nature la bande triasique formant le Pic d'Arzinol et le Mont Rouge comme tout à fait analogue à la bande du Sasseneire. A sa sortie de l'arête Hérens-Hérémente, à Chêgne, elle est encore séparée de la bande inférieure par un étroit synclinal de schistes lustrés.

Si, après avoir franchi une région inconnue, on se porte plus loin à l'occident dans les parages de « l'éventail de Bagnes », décrit par M. Argand, qui y voit l'homologue ou du moins un rappel de la structure de « l'éventail franco-italien¹ », on sera fort tenté de continuer l'éventail de Bagnes encore plus à l'est par l'« éventail Niouc-Sasseneire », qui constituerait ainsi le dernier rappel du grand éventail franco-italien. Comme on le voit, je relie le grand pli en retour, qui devait être aussi le noyau des digitations dont j'ai parlé, au pli extrêmement curieux découvert à Loye et à Niouc par M. Argand au moyen des multiples digitations frontales enlevées par l'érosion.

¹ E. Argand, *les Nappes de recouvrement des Alpes Pennines*, p. 12, pl. I.

CHAPITRE V

LES LAMBEAUX DE RECOUVREMENT DE LA NAPPE DE LA DENT BLANCHE

Au cours de ma campagne de 1909, je constatai, sur l'arête allant du Col de Forcletta au Meidenpass, dans les parties les plus élevées du massif des Rocs de Boudri, l'existence de plusieurs lambeaux prasinitiques, accompagnés à leur base de masses localisées de micaschistes et de quartzites. Au cours de mes explorations pendant cette année, je les envisageai plutôt comme faisant partie d'une lame simplement prasinitique probablement en relation avec la nappe de la Dent Blanche, sans oser toutefois les attribuer nettement à cette dernière.

Toutefois, si les deux lambeaux septentrionaux alors connus de moi — celui du sommet 3.084 et celui de l'arête 2.961 — ne présentaient pas, à un œil peu exercé aux distinctions entre les niveaux stratigraphiques de la nappe de la Dent Blanche, des différenciations notables, je n'avais pas été sans remarquer, au sommet du Roc de Boudri méridional (3.080), un phénomène plus complexe.

Lorsqu'on observe ce sommet de l'un des deux versants, notamment du versant occidental, c'est-à-dire depuis la base des Rochers de Nava, par exemple, l'on voit le lambeau prasinitique surmontant les schistes lustrés dans la partie terminale du sommet, se subdiviser en une mince bande de teinte

vert pâle, surmontée d'un massif très découpé d'une teinte brun rougeâtre.

Cette différenciation, de même que la similitude entre l'aspect du sommet du Roc de Boudri et celui que m'offraient de loin les Diablons, appartenant à la nappe de la Dent Blanche, m'avaient fait soupçonner la vérité, quant à ce dernier massif.

Dès l'automne, je soumis mes échantillons à M. Argand, qui n'hésita pas à reconnaître pour les trois lambeaux une parenté étroite avec les prasinites chloriteuses qui forment son *groupe de Tracuit*¹, couverture du flanc renversé de la nappe de la Dent Blanche et ne put qu'appuyer l'hypothèse selon laquelle *au moins* le sommet du Roc de Boudri méridional pourrait appartenir aux paragneiss de la *Série d'Arolla*², subdivision stratigraphique des gneiss de la nappe de la Dent Blanche, formant en particulier la zone immédiatement supérieure aux prasinites du *groupe de Tracuit* dans le massif des Diablons.

Au cours de l'été 1910, nous visitâmes chacun cette arête dans le détail. M. Argand, me précédant sur les lieux de quelques jours, se livra à l'étude des lambeaux groupés autour du point 2.961, tandis que, quelques jours plus tard, j'accomplissais l'ascension du Roc de Boudri et du sommet 3.084.

A cause des minimes détails tectoniques qui affectent ces lambeaux en eux-mêmes, je les ajouterai à ces quelques mots relatifs à la statigraphie, ayant déjà traité le phénomène en général au cours de ma description tectonique du groupe des Rocs de Boudri.

Le lambeau du Roc de Boudri méridional forme environ les derniers 35 mètres de ce sommet. Au-dessus des schistes

¹ E. Argand, *Exploration géologique des Alpes Pennines Centrales*, p. 17-20.

² *Ibid.*, p. 25 et suiv.

lustrés, qui possèdent du côté septentrional quelques zones de micaschistes et de quartzites chlorito-séricitiques à pigment noir, s'étend une bande épaisse de 15 mètres environ, de teinte vert pâle, appartenant aux prasinites chloriteuses à gros noyaux d'albite, formant dans les régions voisines le substratum immédiat de la nappe de la Dent Blanche. Le reste du sommet, un peu plus de 20 mètres, est d'une teinte brun rougeâtre : la roche est plus grenue, abondamment pourvue de cassures et de fissures et à la fois, lorsqu'elle est fraîche, plus compacte que la zone inférieure. Jusqu'à une notable distance de la surface, elle a subi l'action atmosphérique : toutefois, les parties préservées présentent à la cassure un aspect très peu différent du niveau inférieur ; seul un grain plus grossier et plus dur les distingue.

Ce lambeau de recouvrement subit, immédiatement au nord du sommet, une inflexion qui abaisse son niveau de 5-10 mètres, puis il reprend son allure légèrement ascendante vers le nord, pour sortir de l'arête.

Au nord du sommet septentrional des Rocs de Boudri (3.076), après avoir franchi une faille dont le rejet peut être évalué à 250-300 mètres, on retrouve la prolongation du phénomène.

Grâce aux recherches de M. Argand, la partie basse de l'arête se dirigeant vers le sommet 3.084 se subdivise tectoniquement en quatre parties :

Le groupe du point 2.961, le plus méridional, possède dans sa partie haute un deuxième lambeau, constitué de façon en tout semblable au premier : j'ai trouvé au-dessous de sa partie méridionale quelques petites masses de quartzites et de micaschistes dans les schistes lustrés.

Séparé par une faille à petit rejet, un troisième lambeau, identique stratigraphiquement aux deux précédents, entoure un petit sommet : étant soulevé par les failles qui le bordent

au sud et au nord, il ne possède que quelques mètres à peine du niveau supérieur.

Entre deux failles vient un petit massif formé de schistes lustrés ne possédant aucune trace de niveaux prasinitiques. Il est suivi, au delà d'une nouvelle faille, du dernier petit massif, formant le quatrième lambeau de recouvrement. Celui-ci ne possède que le niveau inférieur de prasinites.

Au nord de ce groupe, se dresse la haute masse du sommet 3.084.

Une zone abondante en quartzites et micaschistes jurassiques forme la croupe méridionale accessoire de ce sommet, de même qu'une arête, dont l'extrême pointe est en prasinites, se dirigeant vers l'ouest, pour former une minuscule vallée aux pieds de la pointe terminale 3.084.

Celle-ci est formée par le plus étendu des cinq lambeaux de recouvrement. Ce cinquième lambeau est formé, comme les autres, d'un niveau prasinitique de 15 mètres environ, surmonté d'une masse bien plus importante que partout ailleurs du niveau supérieur.

C'est donc probablement dans le lambeau du sommet 3.084 qu'il sera possible de trouver la solution définitive du problème que constitue la définition de ce deuxième niveau.

M. Argand considérait, en 1910, ce deuxième type comme paragneiss appartenant à la *série d'Arrolla* de la nappe de la Dent Blanche, s'appuyant sur la similitude macroscopique entre ces roches et celles appartenant à ce groupe, dans les Diablons.

Toutefois, nous n'avons jusqu'ici (mai 1911) réussi à confirmer, par des preuves microscopiques tout à fait décisives, les résultats macroscopiques obtenus. Jusqu'à ce que de nouvelles recherches minutieuses viennent apporter la confirmation attendue, nous considérons ce deuxième niveau comme *zone de passage entre les prasinites de la couver-*

ture de la nappe de la Dent Blanche et les paragneiss de la série d'Arolla.

Quel que soit, d'ailleurs, le résultat définitif obtenu, il n'en reste pas moins acquis que ces lambeaux appartiennent à la nappe de la Dent Blanche, prolongée ainsi au nord des Diablons d'au moins *4 kilomètres en direction axiale* (au moins 5,5 en direction sud-nord¹).

¹ Outre la mise en commun de nos résultats sur ces lambeaux de la façon indiquée, je dois à M. Argand plusieurs renseignements sur les environs, notamment le levé géologique de l'arête 2716-2961, entre les alpages de Kaltenberg et de Plumatt.

CONCLUSIONS

Je terminerai l'exposé de mes recherches, en récapitulant d'une façon sommaire les faits nouveaux acquis, les conséquences nouvelles que j'ai pu en tirer et les hypothèses émises par moi au cours de la relation des faits.

Au point de vue stratigraphique, j'ai réussi à porter à *sept*, au lieu de cinq, les subdivisions dont est susceptible l'ensemble du facies de la nappe du Grand Saint-Bernard (schistes du Casanna, y compris les quartzites du Trias inférieur). Ceci pour la région étudiée et les régions avoisinantes, les régions plus éloignées pouvant admettre des divisions plus ou moins nombreuses.

La façon dont se succèdent les micaschistes, les quartzites feuilletés chlorito-sériciteux et les quartzites compacts du Trias inférieur m'ont porté à envisager le dépôt du facies tout entier de la nappe comme s'étant produit d'une façon continue, les modifications n'étant dues qu'à un enrichissement progressif des dépôts en quartz d'origine détritique.

Mes recherches n'ont, en outre, pu que confirmer le point de vue de M. Argand, selon lequel les schistes de Casanna (*sensu stricto*) peuvent monter comme âge jusque dans le Trias inférieur. J'ai cherché, en outre, à prouver qu'ils concourent avec les quartzites du Trias inférieur à remplacer le Carbonifère et le Permien, et qu'il est même possible que les

quartzites compacts, dits du Trias inférieur, se soient déjà formés par endroits au cours de périodes précédant le Carbonifère.

Au point de vue tectonique, j'apporte la découverte de cinq lambeaux de la nappe de la Dent Blanche, au nord des Diablons, découverte confirmée par les recherches de M. Argand, et qui prolonge cette nappe d'environ 4 kilomètres en direction axiale.

J'ai cherché à mettre en lumière le rôle de la nappe de la Dent Blanche dans les complications tectoniques de la surface de la nappe du Grand Saint-Bernard, dans la région des Rocs de Boudri.

J'en ai fait de même pour le rôle considérable joué par la résistance des massifs obstacles du Mont Blanc et de l'Aar, signalant en même temps sur mon territoire des phénomènes longitudinaux affectant le plan axial d'une façon assez brusque, phénomènes correspondant à ceux que M. Argand a constatés au-dessus, dans la masse de la nappe de la Dent Blanche.

Dans la zone du Combin, j'ai pu apporter de nombreux détails nouveaux au sujet de la lame triasique du Sasseneire, que j'ai pu subdiviser par un mince synclinal de schistes lustrés, sous ce sommet lui-même. J'ai signalé de même la présence d'une petite masse triasique dans les schistes lustrés à l'ouest de ce sommet, au point 2.607; la présence de *trois* aiguilles calcaires triasiques au sommet des Becs de Bosson et d'une lame triasique formant le sommet de la Becca de Lovégnoz.

Me basant sur les anciennes cartes et sur quelques observations faites depuis les hauteurs de mon territoire, j'ai posé

l'hypothèse d'un grand pli renversé partant de la région frontale de la nappe du Grand Saint-Bernard et lui appartenant, aux deux digitations principales duquel je relie toutes les lames triasiques isolées constatées dans mon territoire, les faisant coïncider avec les lames *de Trias et de schistes de Casanna* du Pic d'Arzinol, de la Pointe de Mandalon et du Mont Carré. Cette hypothèse seule permet d'expliquer l'amincissement vers l'intérieur constaté dans toutes ces lames.

ESSAI DE SYNTHÈSE

SUR LA GÉNÈSE DES NAPPES ALPINES

Les derniers travaux tectoniques de M. Argand¹ ont clairement indiqué la prolongation des nappes pennines dans toutes les Alpes occidentales. Il ne s'agit naturellement que des deux nappes IV et V (nappe du Grand Saint-Bernard et nappe du Mont Rose), celles du Simplon ne pouvant venir au jour pour des raisons axiales, la nappe VI de la Dent Blanche ayant disparu au-delà des environs d'Aoste par l'érosion.

M. Argand indique de même l'analogie extrêmement probable entre les trois nappes pennines supérieures (IV, V et VI) et les plis grisons, de la façon suivante :

<i>Dent Blanche</i>	<i>IV</i>	<i>Suretta</i>
<i>Mont Rose</i>	<i>V</i>	<i>Tambo</i>
<i>Grand Saint-Bernard</i>	<i>IV</i>	<i>Adula</i>

M. Argand est enfin porté à considérer les nappes alpines comme formant deux complexes principaux. L'un, constitué par l'anticlinal de Verampio, la nappe d'Antigorio (I), la nappe du Lebendun (II), la nappe du Monte Leone (III), serait le complexe simplonique tri- ou quadridigité.

Le complexe supérieur serait une énorme masse trilobée formée par les nappes du Grand Saint-Bernard, du Mont Rose et de la Dent Blanche.

Un pas reste à franchir pour passer de cette première

¹ E. Argand, les Nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux (*Mat. Carte géol. suisse N. S.*, XXXI^e livr.).

approximation, dont les raisons s'expliquent à l'examen de la carte, à la notion entière du phénomène alpin, ne comportant qu'une seule nappe formidable, portant à sa partie frontale deux grosses digitations, chacune tridigitée.

Aucun motif n'existe pour séparer tectoniquement ou stratigraphiquement les deux complexes, il serait même permis d'envisager le groupe simplonique comme un ensemble de digitations considérables en dépendance de la nappe du Grand Saint-Bernard.

Il est surtout indispensable de rejeter absolument la notion fort commode, mais complètement arbitraire et peu en rapport avec les faits, de *racine*.

Ce serait faire injure aux masses imposantes des nappes, surtout du groupe supérieur, que de leur attribuer des racines aussi proches et aussi étirées par des phénomènes postérieurs à leur mise en place, que celles que l'on observe dans la vallée de l'Ossola et dont M. Argand¹ nous donne les dimensions tectoniquement véritables.

Il suffit d'ailleurs d'un rapide coup d'œil jeté sur une carte des Alpes occidentales, pour se rendre compte que les zones dites racines suivent une direction oblique par rapport au phénomène des nappes et que, par exemple, le massif Dora-Maira constitue à la fois la racine et la nappe du Mont Rose prolongées.

Ce que l'on a appelé racine n'est en réalité que la zone d'intersection entre un certain niveau qui conserve une allure notablement horizontale et dépend de la disposition de l'avant-pays sans lien aucun avec la masse du plissement, et la masse entière des nappes soumises aux déviations multiples de leur axe. Cette zone d'intersection existe plus ou moins près du front des nappes, suivant les dispositions

¹ E. Argand, *loc. cit.*, pl. I-III.

en profondeur de la prolongation des massifs obstacles : il aurait même pu arriver qu'elle se trouvât en avant du front lui-même d'une nappe, dont la *racine*, au sens erroné qu'on donne à ce mot, se serait donc trouvée située plus à l'extérieur que la nappe elle-même.

Ces zones d'intersection ne sont même que simplement la *trace* de la partie visible des nappes.

Elles ne sont que le témoignage d'un considérable phénomène de striction ayant laminé les nappes, suivi ou accompagné d'un phénomène de tassement, d'enfoncement de l'arrière-pays qui subissait évidemment une tension considérable.

Les racines véritables gisent aujourd'hui, probablement séparées par d'importantes cassures de celles erronément ainsi nommées, fort loin vers le sud-est au fond de la plaine Padane, ou même de l'Adriatique.

Je ne répéterai que pour mémoire que la cause évidente présidant à la formation de rides sur l'écorce terrestre est la présence, entre deux masses plus résistantes, d'une zone de matériaux plus plastiques et par là plus prêts à céder, à être projetés au dehors et à se déverser de chaque côté ou dans la direction de moindre pression. Pour des raisons mécaniques évidentes, la pression intérieure doit s'exercer plutôt dans le sens parallèle à celui de la rotation terrestre que dans d'autres, tout en s'adaptant, dans le détail, aux contours des masses plus résistantes de l'écorce. Toutefois ce sens ne doit probablement jamais dévier notablement de la direction est-ouest.

Pour les Alpes, nous constatons, bordant tout leur contour extérieur, parfois partiellement enfouis, toute une série de massifs cristallins anciens. Ce sont, dans les Alpes occidentales de l'est à l'ouest : le Gothard, les massifs de l'Aar, du Mont Blanc, de Belledonne, du Pelvoux et du Mercantour.

Nous voyons de même les nappes cristallines s'insinuer

en lobes dans les zones d'ensellement qui se produisent à la rencontre de chacun de ces massifs. Il s'y produit aussi des déviations curieuses, peu en rapport avec celles qui devraient avoir lieu dans le cas d'une masse heurtant directement.

À tout cela s'ajoute l'indéniable profonde altération du style des plis et des nappes elles mêmes entre les Alpes Pennines et l'arc des Alpes occidentales.

Si tout le monde veut bien admettre, pour la partie pseudorectiligne des Alpes, une direction voisine de SE-NW, personne n'a songé que ce qui s'appliquait aux deux tiers et plus du système pouvait fort bien s'appliquer aussi, avec un sens différent, bien entendu, à la partie curviligne franco-italienne.

Toute la chaîne Alpine, jusqu'à Savone et même plus loin, si l'on ne tient pas compte d'une zone frontale de quelques kilomètres, a été produite par une poussée SE-NW.

On m'accordera facilement que, comme je viens de le prétendre, les racines lointaines, très lointaines des Alpes, étaient dirigées à peu près de l'est à l'ouest et que, en tous cas, le mouvement de rétrécissement de l'écorce terrestre se produisait à l'origine dans une direction perpendiculaire.

Il est de même hors de doute que la durée du phénomène entier de la mise en place des nappes, qui n'est peut-être pas encore complètement achevé, implique de nombreux milliers d'années pour ne pas dire plus.

Nous voyons cependant presque sous nos yeux, en quelques milliers d'années du moins, des fleuves se mouvant avec une rapidité énormément supérieure à celle que pouvait avoir le courant pâteux des nappes alpines en formation, se transporter peu à peu et d'un espace non négligeable, vers l'occident, par le fait de la *rotation terrestre*¹.

¹ Bien entendu, il s'agit ici du mouvement de translation lente que

Outre un mouvement plus lent, outre un poids spécifique en moyenne plus que double, la masse des nappes possédait une masse (au sens mécanique) incomparablement supérieure à celle du fleuve le plus volumineux.

La direction originaire — quelle qu'elle fût d'ailleurs ou presque — devait donc subir bien plus profondément qu'un simple cours d'eau, *une déviation progressive par le fait de la rotation terrestre*. Seule cause diminuante pour la masse considérée ici par rapport à un fleuve, le fait qu'elle se mouvait à une profondeur pouvant dépasser 20 kilomètres. Mais, en regard des 6.372 kilomètres du rayon terrestre, cela compte fort peu.

Non seulement la direction dans laquelle se déversait la masse des nappes d'aujourd'hui déviait peu à peu vers l'occident, sous forme d'une courbe probablement; mais contemporanément un autre phénomène se superposait à celui-ci. Entraînée elle-même par la force d'inertie, la masse

subissent les cours d'eau, en particulier ceux dirigés suivant une ligne méridienne. La masse aqueuse subit, par le fait de l'inertie de chacune de ses molécules, un léger retard sur la vitesse du mouvement rotatoire terrestre, retard qui se traduit par un lent déplacement du lit de l'est vers l'ouest.

Par ce fait mécaniquement incontestable et réellement *existant* d'une façon observable, le cours d'eau affouille sa rive occidentale.

Ce cas se présente d'une façon très nette pour le Rhône et la Volga, pour la direction nord-sud, de même pour les fleuves sibériens, le Rhin et l'Elbe, dans la direction contraire.

Une théorie inverse est indiquée, par contre, dans un ouvrage général (MM. Duponchel et Dana, *in de Lapparent, Traité de Géologie*, p. 181-182). Les fleuves coulant du sud au nord présenteraient une accélération par rapport à la vitesse rotatoire de la terre. Ce phénomène étonnant serait dû à la vitesse plus grande acquise par chaque molécule à son passage dans les parties plus méridionales du cours d'eau, où la vitesse de rotation superficielle est plus grande.

Cette théorie serait fort intéressante, s'il était prouvé que chaque molécule aqueuse du globe soit animée d'un mouvement propre de rotation autour du centre terrestre et à une vitesse rotatoire de vingt-quatre heures au moins.

Ce mouvement n'étant pas prouvé, seule l'inertie opposée par toute molécule au mouvement rotatoire reste à considérer.

en mouvement dérivait peu à peu vers l'est, les parties supérieures avec un mouvement un peu plus rapide que celles profondes.

De là une seconde formation de rides et, sur le front, un plissement secondaire est-ouest se combinant en une proportion variable suivant les lieux avec le plissement primaire. Ceci dans la partie moyenne de l'arc.

Dans la partie la plus occidentale au début, partie la plus méridionale maintenant, ce phénomène s'accroissait jusqu'à dominer entièrement, à supprimer même le plissement primaire. A l'extrême limite de la partie conservée, des causes de tassement arrivaient à produire des plissements en direction presque opposée à la direction du début.

Voici, selon moi, le moyen d'expliquer par une seule théorie toutes les directions *apparentes* différentes.

Arrivée contre les remparts cristallins anciens, la « nappe unique » s'adapta de toutes façons aux obstacles rencontrés. Les parties supérieures continuant à subir le mouvement de poussée se ridèrent, se plissèrent en nappes considérables et vinrent elles aussi buter contre les massifs-obstacle, s'insinuant dans tous les vides qu'ils laissaient entre eux, chacune de façon différente. Cependant les nappes sédimentaires, leurs enveloppes, étaient projetées par dessus ces obstacles, les recouvraient et produisaient les chaînes calcaires extrêmes.

Après la mise en place des nappes à peu près telles que nous les voyons aujourd'hui, un phénomène de tassement affecta tout l'arrière pays, en même temps que les résidus de pression étiraient et laminaient les « pseudo-racines ». Celles-ci se vidèrent en partie dans leurs nappes respectives, qui s'enflèrent et se plissèrent, cherchant chacune à s'accroître au détriment de l'espace accordé à la voisine.

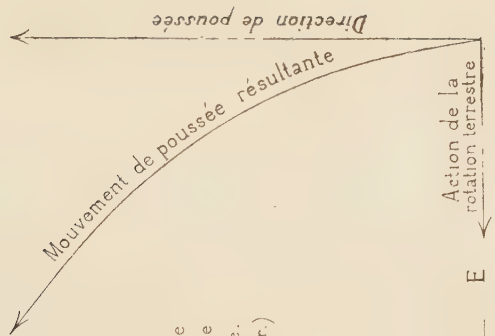
Mieux que toute autre explication, le schéma sommaire

Schéma des mouvements principaux ayant contribué à la mise en place des nappes alpines.



des nappes aux massifs obstacles affectant l'ensemble aux mouvements principaux de cisaillement.

Mouvement de dérive subi par la masse plastique s'avancant selon la direction de poussée résultante à cause de l'inertie opposée à la rotation terrestre. (L'intensité de ce mouvement décroît vers la profondeur.)



Ligne parallèle à la direction primitive générale des racines

W

E

ci-contre montrera l'idée que je me fais du phénomène entier synthétisé.

Mon hypothèse n'exclut pas la possibilité que les mouvements locaux, ayant affecté le front des nappes (*sensu lato*), vers la fin du phénomène, se soient produits dans des sens fort différents d'une nappe à l'autre. C'est, au contraire, une façon de voir que plusieurs faits connus de moi tendent à prouver (notamment de nombreuses divergences de direction entre la nappe du Grand Saint-Bernard et celle de la Dent Blanche, dans la partie occidentale des Alpes Pennines).

Des phénomènes de striction, de cisaillement, d'ensellement se sont produits plus récemment dans la partie frontale des nappes, diminuant d'ailleurs le plus souvent dans le sens des racines, et ont ajouté leurs complications à celles du mouvement primitif. Ils ont eu lieu toujours dans les parties de nappes forcées de s'adapter à une courbe, ou à un angle, ou à une entaille du massif obstacle contre lequel elles sont venues s'adapter.

Vu et approuvé :

LES MEMBRES DU JURY,

C. DEPÉRET, A. RICHE, F. ROMAN.

Vu et approuvé :

LE DOYEN DE LA FACULTÉ DES SCIENCES,

C. DEPÉRET.

Permis d'imprimer :

Lyon, le 15 février 1913.

LE RECTEUR DE L'ACADÉMIE, PRÉSIDENT DU CONSEIL DE L'UNIVERSITÉ,

P. JOUBIN.

TABLE

<i>Aperçu géographique de la région étudiée</i>	4
CHAPITRE PREMIER. — <i>Aperçu général sur la tectonique de la nappe du Grand Saint-Bernard</i>	15
Explications relatives au panorama	22
CHAPITRE II. — <i>Les terrains de la nappe du Grand Saint-Bernard</i>	26
La série de Casanna et les quartzites du Trias inférieur .	27
1° La zone profonde, — 2° La zone des gneiss fins. —	
3° La zone de prédominance des micaschistes. —	
4° Les quartzites chlorito-séicitiques feuilletés. —	
5°-6° Le Carbonifère et le Permien. — 7° Les quart- zites du Trias inférieur.	
CHAPITRE III. — <i>La tectonique de la nappe du Grand Saint- Bernard.</i>	51
1. Le groupe des Rocs de Boudri	51
2. La région frontale du massif oriental	64
3. Le massif occidental.	66
4. Raccords et phénomènes particuliers	70
CHAPITRE IV. — <i>La « Zone du Combin »</i>	75
Le groupe inférieur	78
Le groupe moyen	82
Le groupe supérieur	83
Les plis couchés de la « Zone du Combin » septentrionale	84
CHAPITRE V. — <i>Les lambeaux de recouvrement de la nappe de la Dent Blanche</i>	95
CONCLUSIONS.	101
ESSAI DE SYNTHÈSE SUR LA GENÈSE DES NAPPES ALPINES	105

SECONDE THÈSE

PROPOSITION DONNÉE PAR LA FACULTÉ

*Les Céphatopodes du Crétacé inférieur
au point de vue stratigraphique et paléontologique.*

SE

Rocs de Boudri

Pas de Forcletta

3080

3076

3084

2886

2961

2859

Meidenhorn
2873

2716

2619

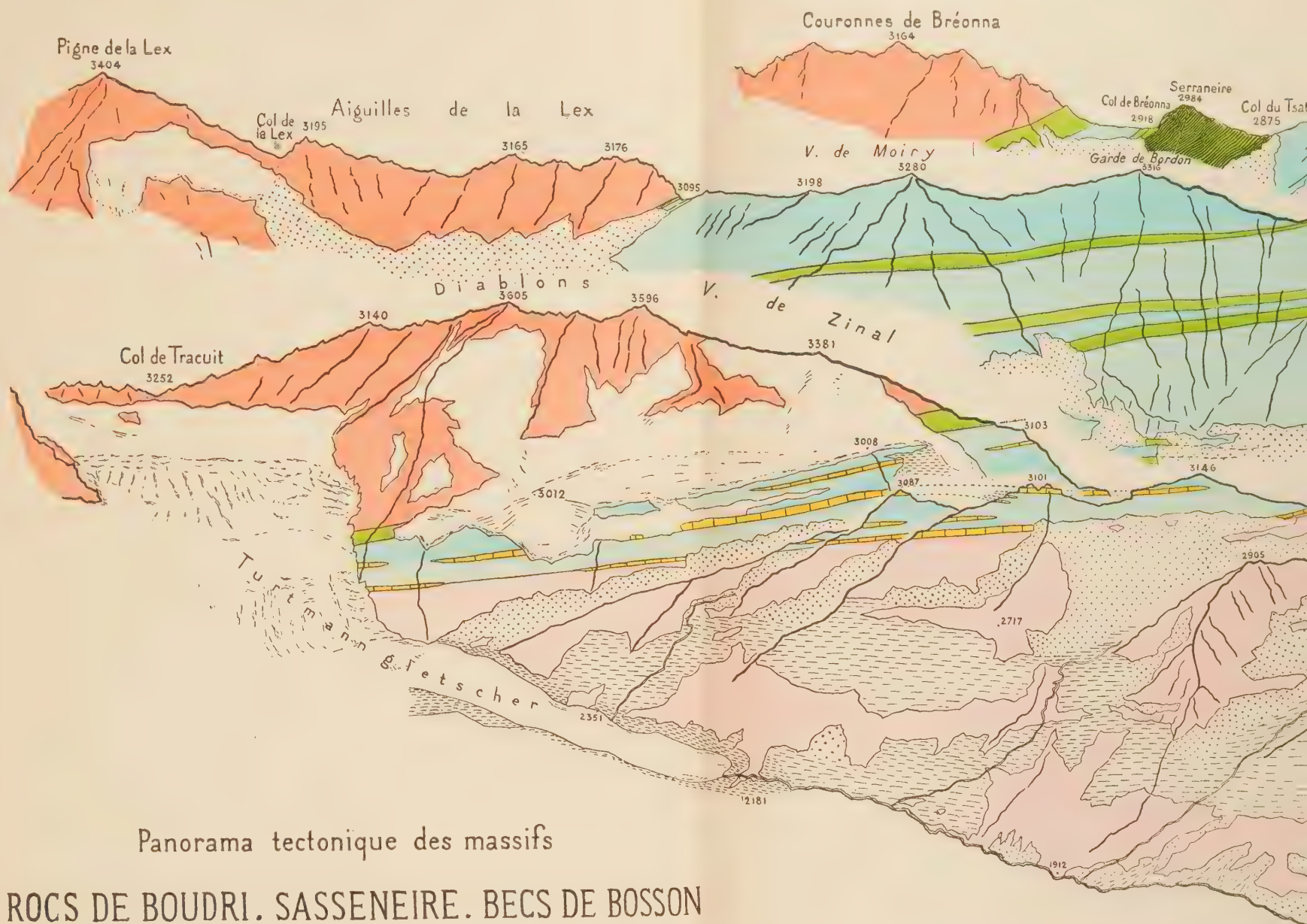
Vue lecto

Frédéric W. Hermann del.
janv. 1913

«Pietre verdi»
Série d'Arolla
Nappe II
Nappe IV



S E



Panorama tectonique des massifs

ROCS DE BOUDRI. SASSENEIRE. BECS DE BOSSON

Echelle de 1:20.000

0 500 1000 1500 2000 mètres

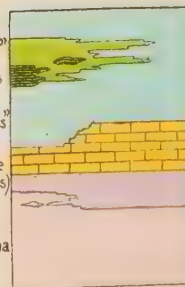
Levé géologique 1909-1910

Frédéric W. Kernemann
I. 1911. del.

Mésozoïque

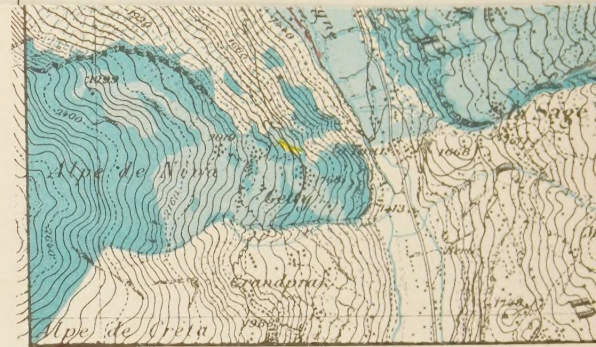
Prétriasique
faciès de la nappe
du G^d St Bernard.

„Pietre verdi”
Serpentines
„Schistes lustrés”
Trias sup. calcaire
Trias inf. quartzites
Série de Casanna



Prétri
faciès de
de la Dent
„Série d





Feuilles 482, 487, 496, 500, 528 de l'Atlas Siegfried
Reproduction faite avec autorisation du service topographique fédéral du 8-2-1913

